

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Aplikovaná geologie

Studijní obor: Inženýrská geologie



Filip Olejář

Stabilita vulkanických ostrovů ve vztahu ke vzniku obřích svahových deformací na příkladu
ostrova El Hierro, Kanárské ostrovy

Stability of volcanic islands in relation to giant landslides on the example of El Hierro Island,
Canary Islands

Typ závěrečné práce

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Jan Blahůt, Ph.D.

Konzultanti: Doc. David Mašín, Ph.D. a Ing. Josef Rott, Ph.D.

Praha 2018

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 17.08.2018

.....
Filip Olejář

PodĎakovanie:

Ďakujem vedúcemu mojej diplomovej práce Dr. Janu Blahůtovi za pomoc pri vypracovaní rešerše a vecné poznatky týkajúce sa textu práce. Ďalej by som chcel poďakovať konzultantovi Dr. Josefu Rottovi za pomoc a nasmerovanie pri vypracovávaní modelov stability svahu. Ďakujem taktiež kolektívu doktorandov na Ústave hydrogeológie, inžinierskej geológie a užitej geofyziky. Osobitná vďaka patrí spoločnosti 4G consite, s.r.o za umožnenie vypracovania časti laboratórnych skúšok a Dr. Matěji Petružálkovi za realizáciu laboratórnych skúšok na horninových vzorkách. V neposlednej rade ďakujem priateľke a rodine za podporu a trpezlivosť pri spracovávaní diplomovej práce.

ABSTRAKT

Vulkanické ostrovy sú známe tým, že pri ich genéze je bežný výskyt kolapsov vulkánov. Pri vzniku tohto typu svahových deformácií sa dostávajú do pohybu obrovské masy materiálu, často presahujúce stovky tisíc kubických metrov hornín. Vznik týchto pohybov je pevne previazaný s obdobím rastu vulkanických ostrovov. V dnešnej dobe by svahové pohyby takýchto rozmerov mali na obývaných ostrovoch katastrofické následky. Netreba opomenúť ani to, že vo viacerých prípadoch bol dokázaný ako dôsledok týchto pohybov vznik vln tsunami s ďalekým dosahom. Práve obavy zo vzniku týchto vln boli v minulosti jedným z impulzov, prečo je potrebné skúmať možný vznik týchto pohybov v dnešných podmienkach. V tejto práci sa autor snaží pomocou modelu stability svahu dokázať vplyv seizmických otrasov a rapidných zmien hladiny v oceáne na stabilitné pomery zlomu/odlučnej plochy obrej svahovej deformácie San Andrés na ostrove El Hierro v súostroví Kanárske ostrovy. Na základe laboratórnych rozborov horninového materiálu z ostrova boli získané vstupné parametre pre geotechnické modely a následne boli tieto modely stability svahu na zlome San Andrés s rôznymi vstupnými podmienkami zostavené. Celkovo bolo urobených 72 modelov pre získanie predstavy o stabilitných pomeroch zlomu. Za hlavný faktor spôsobujúci nestabilitu zlomu San Andrés je možné považovať seizmickú aktivitu v oblasti.

Kľúčové slová: Laboratórny rozbor, Geotechnický model, Obrie svahové pohyby, Stabilita svahu, El Hierro

ABSTRACT

Title: Stability of volcanic islands in relation to giant landslides on the example of El Hierro Island, Canary Islands

Volcanic islands are known by common occurrence of volcano collapses usually connected with their early stage of formation. When this type of slope deformation occurs, large masses of material, often exceeding hundreds of thousands of cubic meters of rocks, are moving downslope. The development of this kind of movements is firmly linked with the period of volcanic islands growth. Nowadays, slope movements of such dimensions could have catastrophic consequences on inhabited islands. Additionally, in several cases there has been proved emergence of tsunami waves with far-reaching impacts because of these movements. Tsunami hazards have been one of the impulses to examine the probability of these slope movements' developments in today's conditions. In this work, the author tries to prove the impact of seismic activity and rapid changes of ocean water level on the slope stability model of San Andrés giant landslide on the El Hierro Island, Canary Islands archipelago. The geotechnical model parameters were obtained from laboratory analysis of rock material from the island. Then, slope stability models on San Andrés giant landslide were prepared using different combinations of input conditions. Totally 72 slope stability models were calculated in order to observe stability conditions on the fault/giant landslide detachment plane. It is likely to say that the main factor causing instability of San Andrés fault is seismic activity in area.

Keywords: Laboratory analysis, Geotechnical model, Giant flank collapses, Slope stability, El Hierro

OBSAH

1.	ÚVOD	12
2.	POLOHA KANÁRSKÝCH OSTROVOV	13
2.1.	GEOGRAFICKÉ CHARAKTERISTIKY OSTROVA EL HIERRO	14
2.2.	GEOLOGICKÁ HISTÓRIA SÚOSTROVIA A OSTROVA EL HIERRO	16
2.3.	VULKANIZMUS NA SÚOSTROVÍ A OSTROVE EL HIERRO	17
2.4.	GEOLOGIA OSTROVA EL HIERRO	18
3.	OBRIE SVAHOVÉ DEFORMÁCIE NA VULKANICKÝCH OSTROVOCH.....	20
3.1.	CHARAKTERISTIKA SVAHOVÝCH DEFORMÁCIÍ NA VULKANICKÝCH OSTROVOCH.....	21
3.2.	TYPY SVAHOVÝCH DEFORMÁCIÍ NA VULKANICKÝCH OSTROVOCH.....	22
3.3.	FOGO, KAPVERDSKÉ OSTROVY.....	25
3.4.	PICO, AZORSKÉ OSTROVY	27
3.5.	TENERIFE, KANÁRSKE OSTROVY	28
3.6.	LA PALMA, KANÁRSKE OSTROVY	29
4.	OBRIE SVAHOVÉ DEFORMÁCIE NA OSTROVE EL HIERRO.....	31
4.1.	KOLAPS JEDNOTKY TIÑOR.....	31
4.2.	KOLAPS JEDNOTKY EL GOLFO.....	32
4.3.	SVAHOVÝ POHYB (POKLES) EL JULAN.....	33
4.4.	ZLOM SAN ANDRÉS	34
5.	RECENTNÉ POHYBY NA ZLOME SAN ANDRÉS.....	35
5.1.	RECENTNÁ SEIZMICITA V OKOLÍ A NA OSTROVE EL HIERRO	37
6.	LABORATÓRNY ROZBOR ZEMÍN	40
6.1.	ZRNITOSTNÁ ANALÝZA ZEMINY	40
6.1.1.	KRIVKY ZRNITOSTI A ZATRIEDENIE ZEMÍN	41

6.2.	SKÚŠKA V TRANSLAČNOM ŠMYKOVOM PRÍSTROJI	41
6.2.1.	VÝSLEDKY SÉRIE SKÚŠOK PRE VZORKU H1	45
6.2.2.	VÝSLEDKY SÉRIE SKÚŠOK PRE VZORKU H2	49
6.2.3.	VÝSLEDKY SÉRIE SKÚŠOK PRE VZORKU H3	53
6.3.	ZHODNOTENIE VÝSLEDKOV LABORATÓRNYCH SKÚŠOK ZEMÍN	56
7.	LABORATÓRNE SKÚŠKY NA HORNINÁCH	57
7.1.	ZHODNOTENIE VÝSLEDKOV LABORATÓRNYCH SKÚŠOK HORNÍN	61
8.	ÚVOD DO MODELOVANIA	63
8.1.	PROFIL SZ STRANOU OSTROVA EL HIERRO	63
8.2.	PROFIL PRE MODEL STABILITY SVAHU.....	65
8.3.	SOFTWARE A PARAMETRE PRE PRVOTNÝ MODEL	66
8.4.	VÝSLEDKY JEDNOTLIVÝCH MODELOV	69
9.	DISKUSIA.....	76
10.	ZÁVER	80
	ZOZNAM POUŽITEJ LITERATÚRY	82

PRÍLOHY

PRÍLOHA č. 1: GEOLOGICKÁ MAPA OSTROVA EL HIERRO

PRÍLOHA č. 2: PROTOKOLY K ZRNITOSTNÝM SKÚŠKAM NA ZEMINÁCH

ZOZNAM SKRATIEK

ČSN – České technické normy (Československé státní normy)

DRE – Dense rock equivalent

FS – Factor of safety, faktor bezpečnosti, faktor stability

HPV – hladina podzemnej vody

LMVH GÚ AV ČR – Laboratórium analytických metód Geologického ústavu Akadémie Vied
Českej Republiky

PGA – Peak ground acceleration, maximálne zrýchlenie povrchu Zeme pri zemetrasení

ÚHIGUG – Ústav Hydrogeológie, Inžinierskej Geológie a Užitej Geofyziky Prírodovedeckej
fakulty Univerzity Karlovej v Prahe

ÚSMH AV ČR – Ústav Struktury a Mechaniky Hornin Akademie Věd České Republiky

VDE – kód letiska Valverde na ostrove El Hierro podľa klasifikácie IATA

ZOZNAM OBRÁZKOV

Obrázok č. 1	Schematická mapa vývoja hot-spotov Madeira a Kanárske ostrovy13
Obrázok č. 2	Schematická mapa ostrova El Hierro s vyznačenými odlučnými plochami obrích zosuvov15
Obrázok č. 3	Časový profil veku jednotlivých Kanárskych ostrovov16
Obrázok č. 4	Dôkaz o kolapse jednotky Tiñor z datovania hornín na povrchu ostrova a štôlni v západnej časti ostrova19
Obrázok č. 5	a) Jednoznačne definovaná odlučná plocha u pohybu typu "debris avalanche" (modrou šípkou naznačený smer pohybu), b) zatlačovanie materiálu pred čelom pohybu na jeho začiatku, c) prevládajúca abrázia a erodovanie povrchu pohybom typu "debris avalanche" v oblasti za polovicou vlastného pohybu23
Obrázok č. 6	Schéma pohybu typu "slump" s nejednoznačne určenou šmykovou plochou na príklade svahovej deformácie Hilina na Havajských ostrovoch24
Obrázok č. 7	Snímok ostrova Fogo. Časť snímku pod hladinou oceánu vyhotovená pomocou podmorskej batymetrie, časť nad hladinou oceánu vyhotovená pomocou SRTM snímkovania26
Obrázok č. 8	Pohľad z vrcholu Montanha do Pico na východnú časť ostrova Pico – jednotku Topo Volcano – postihnutú obrími svahovými deformáciami 27
Obrázok č. 9	Pohľad na údolie Orotova na ostrove Tenerife a strmé svahy ohraničujúce odlučnú plochu od pôvodnej úrovne terénu. V pozadí je možné vidieť najvyšší bod Španielska – vrchol Pico del Teide (3 718 m n. m.)28
Obrázok č. 10	Geologický profil v mieste Caldera de Taburiente, na ktorom je možné vidieť depozity jednotlivých svahových deformácií spojených s kolapsami vulkánov na ostrove La Palma30
Obrázok č. 11	Údolie El Golfo vytvorené viacerými tzv. obrími zosuvmi33
Obrázok č. 12	Čiastočne odkrytá zlomová plocha u miestnej komunikácie na ostrove El Hierro, červenými bodmi sú zobrazené približné miesta odberu vzoriek zemín pre laboratórne skúšky35
Obrázok č. 13	Meracie prístroje TM-71 monitorujúce recentné pohyby na zlome San Andrés na ostrove El Hierro a detailný pohľad na odkrytú šmykovú plochu36

Obrázok č. 14	Dáta namerané prístrojom HIE3 v období najsilnejšej seizmickej aktivity. Výrazné pohyby pozdĺž x-ovej a z-ovej osi začiatkom 12/2013 boli spôsobené výraznou zrážkovou udalosťou38
Obrázok č. 14.1	Vzťah bloku ohraničeného zlomom San Andrés a výskytom zemetrasení (bod znázorňuje epicentrum)39
Obrázok č. 15	Schéma usporiadania translačného šmykového prístroja (15a) a vzorky v ňom osadenej (15b)42
Obrázok č. 16	Kalibračné krivky pre kalibráciu pred skúškami u vzorky H145-46
Obrázok č. 17	Pracovné diagramy pre skúšky u vzorky H146-47
Obrázok č. 18	Obálka pevnosti v kritickom stave vzorku H148
Obrázok č. 19	Kalibračné krivky pre kalibráciu pred skúškami u vzorky H249-50
Obrázok č. 20	Pracovné diagramy pre skúšky u vzorky H250-51
Obrázok č. 21	Obálka pevnosti v kritickom stave vzorku H252
Obrázok č. 22	Kalibračné krivky pre kalibráciu pred skúškami u vzorky H353-54
Obrázok č. 23	Pracovné diagramy pre skúšky u vzorky H354-55
Obrázok č. 24	Obálka pevnosti v kritickom stave vzorku H356
Obrázok č. 25	Pripravené testovacie telieska. 1: vzorka č. 1 z lávového bloku, 2: vzorka č. 2 z bloku tufitu, 3: vzorka č. 3 z lávového bloku, 4: vzorka č. 4 z bloku bazaltu58
Obrázok č. 26	Umiestnenie vzorky v gumovej membráne do triaxiálnej komory60
Obrázok č. 27	Fotografie skúšobných teliesok porušených pri dosiahnutí vrcholovej pevnosti pri triaxiálnej skúške61
Obrázok č. 28	Zjednodušený geologický profil svahovým pohybom El Golfo na ostrove El Hierro (a), detail odlučnej hrany svahového pohybu El Golfo a jeho suchozemskej časti64
Obrázok č. 29	Zjednodušený geologický profil zlomom San Andrés, profil je na V ose 4x prevýšený66
Obrázok č. 30a,b:	Výsledky doplnkovej analýzy pre overenie teórie s primárnym vplyvom seizmického zaťaženia na reaktiváciu obrieho svahového pohybu San Andrés so zadaním $PGA=0,0564$ resp. $PGA=0,22$73-74

ZOZNAM TABULIEK

Tabuľka č. 1	Namerané hodnoty pri kalibrácii dynamometra pre skúšky na vzorke H1	45
Tabuľka č. 2	Namerané hodnoty pri kalibrácii dynamometra pre skúšky na vzorke H2	49
Tabuľka č. 3	Namerané hodnoty pri kalibrácii dynamometra pre skúšky na vzorke H3	53
Tabuľka č. 4	Súhrnná tabuľka charakteristík a parametrov zemín odobraných zo zlomu San Andrés, El Hierro	56
Tabuľka č. 5	Popisné vlastnosti testovaných hornín	58
Tabuľka č. 6	Rýchlosti seizmických vĺn a dynamické moduly určené prežarovaním v ose valcových vzoriek určených pre triaxiálne skúšky, vzorky boli vysušené	59
Tabuľka č. 7	Namerané triaxiálne pevnosti za komorového tlaku 35 MPa	60
Tabuľka č. 8	Súhrnná tabuľka laboratórne nameraných hodnôt korelovaných spoločne s výsledkami laboratórneho rozboru podľa APUANI, et al. (2005)	62
Tabuľka č. 9	Prehľad dopočítaných faktorov stability (FS) pre jednotlivé vstupné parametre modelu – zdravý bazalt v pripovrchovej vrstve	70
Tabuľka č. 10	Prehľad dopočítaných faktorov stability (FS) pre jednotlivé vstupné parametre modelu – prvá úroveň zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve	71
Tabuľka č. 11	Prehľad dopočítaných faktorov stability (FS) pre jednotlivé vstupné parametre modelu – druhá úroveň zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve	72

1. ÚVOD

Cieľom mojej diplomovej práce je získať základnú predstavu o fungovaní mechanizmu obrích svahových pohybov na základe modelovania stability svahu s rôznymi vstupnými podmienkami v podobe zmien hladiny oceánu, ktorá je v dnešnej dobe globálnej klimatickej zmeny aktuálna, ale aj toho, ako sa svah správa pri pôsobení pseudostatickej sily, ktorá simuluje seizmické otrasy v blízkosti študovanej oblasti, ktorá je aj v dnešnej dobe seizmicky aktívna.

V prvej časti práce som urobil rozsiahlu rešerš odborných článkov týkajúcich sa danej témy, ako aj využil osobnej rekognoskácie terénu pre získanie materiálov potrebných pre vypracovanie diplomovej práce. Rešeršná časť popisuje jednak geografické, tak aj geologické charakteristiky záujmovej oblasti. Popisuje rozdelenie obrích svahových pohybov, charakterizuje podobné udalosti v oblasti Makaronézie a taktiež popisuje obrie svahové pohyby na ostrove El Hierro a recentné pohyby na zlome San Andrés.

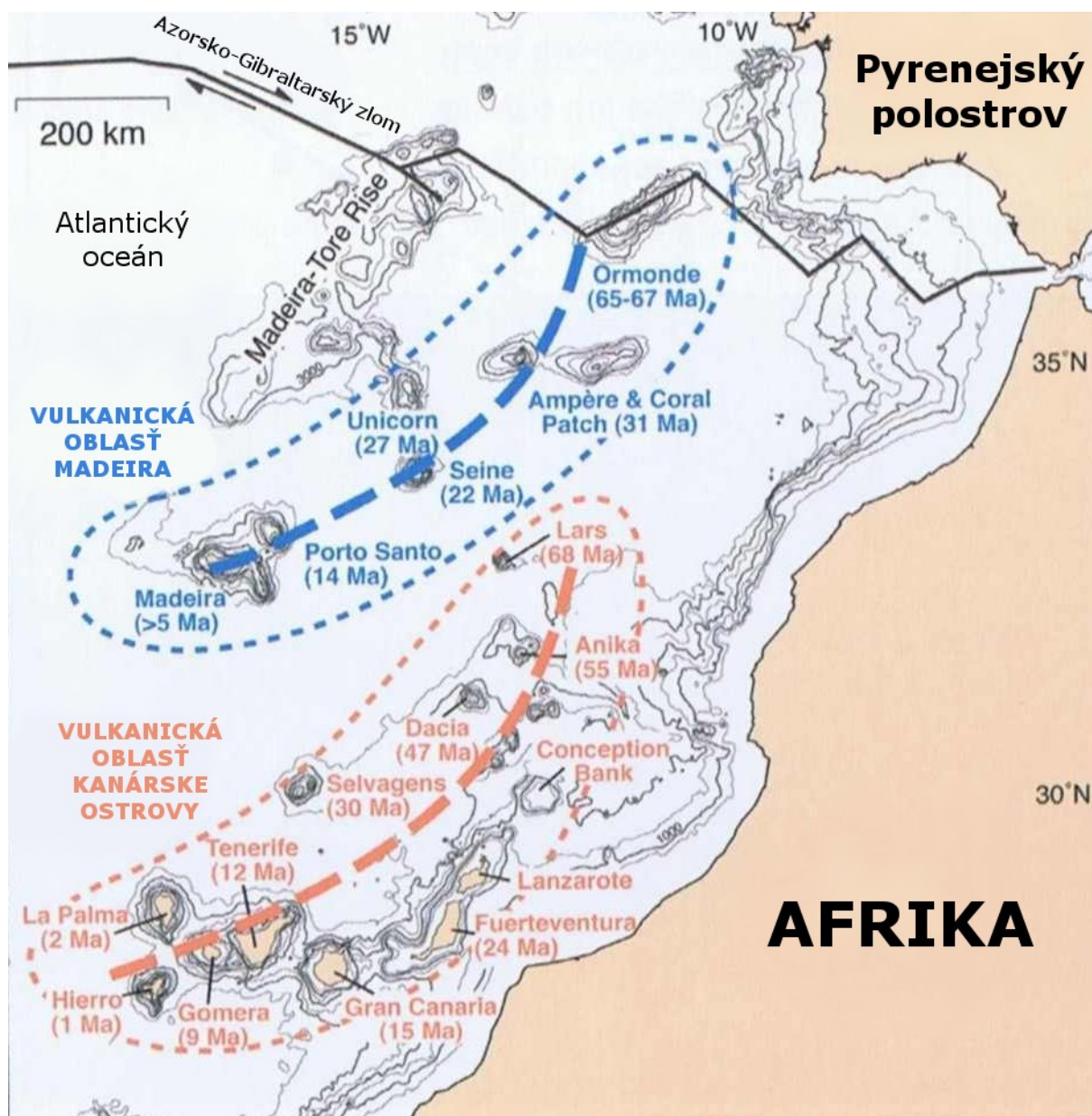
Druhá časť diplomovej práce pozostáva zo zrealizovania laboratórnych skúšok a spracovania ich výsledkov na vzorkách zemín a hornín, ktoré boli odobrané zo študovanej oblasti v bezprostrednej blízkosti zlomovej plochy. Celkom boli odobrané 3 vzorky zemín na ktorých bola urobená zrnitosťná analýza a translačné šmykové skúšky. Vzorky hornín boli odobrané celkovo 4 a skúšky na nich boli objednané u externého dodávateľa.

V tretej časti sú využité výsledky laboratórnych skúšok na vytvorenie modelu stability svahu na zlome San Andrés. Jednotlivé stupne stability pre každý z alternatívne upravených modelov sú prehľadne spracované vo forme tabuliek. Celkovo bolo zrealizovaných 72 modelov stability s rôznymi vstupnými podmienkami.

Poslednú časť mojej diplomovej práce tvorí diskusia o zistených pomeroch a samotný záver práce.

2. POLOHA KANÁRSKÝCH OSTROVOV

Súostrovie Kanárske ostrovy sa nachádza západne od pobrežia Afriky približne na 28 rovnobežke severnej šírky a geograficky patrí do skupiny Makaronézie, ktorá okrem neho zahŕňa aj Azorské ostrovy, súostrovie Kapverdy a súostrovie Madeira. Vo všetkých prípadoch hovoríme o ostrovoch vulkanického pôvodu a geneticky sa vo všetkých prípadoch jedná o tzv. hot-spoty, ako je to vidieť na príklade súostroví Madeira a Kanárske ostrovy (obr. č. 1).



Obrázok č. 1: Schematická mapa vývoja hot-spotov Madeira a Kanárske ostrovy

zdroj: CARRACEDO, J., C., 2008 (upravené autorom)

Azorské ostrovy, ako jediné z týchto súostroví, zároveň ležia aj na rozhraní dvoch litosferických dosiek. Kanárske ostrovy sú počtom obyvateľov a rozlohou najväčším súostrovím v rámci skupiny Makaronézie (MACHADO et al., 1998 in BECERRIL, 2014). Regionálne sa súostrovie delí na ostrovy hlavnej skupiny¹ kde patrí sedem najväčších ostrovov a to od východu ostrov Lanzarote, nachádzajúci sa približne 100 km západne od pobrežia Afriky, ostrovy Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, La Gomera, La Palma a ostrov El Hierro, nachádzajúci sa približne 500 km západne od pobrežia Afriky (ACOSTA et al., 2005).

2.1. GEOGRAFICKÉ CHARAKTERISTIKY OSTROVA EL HIERRO

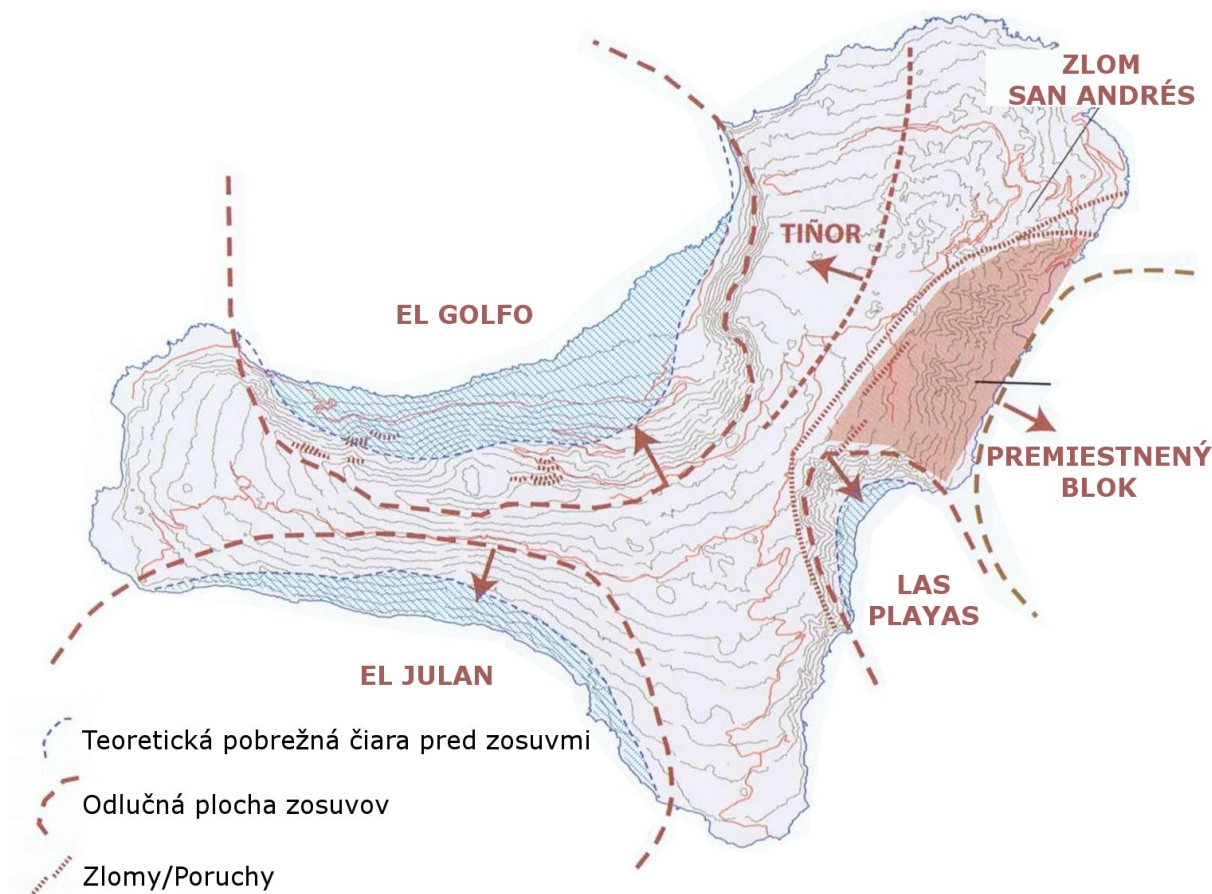
Ostrov El Hierro je s plochou necelých 269 km² najmenší², najjužnejšie a zároveň aj najzápadnejšie položený ostrov hlavnej skupiny Kanárskych ostrovov.

Geomorfologicky sa jedná o hornatý ostrov s prudkými svahmi, ako je to v prípade ostrovov tejto genézy typické. Najvyšším bodom je kóta Pico de Malpaso s nadmorskou výškou 1 501 metrov nachádzajúca sa v centrálnej časti ostrova. Ak berieme v úvahu aj podmorskú výšku, môžeme povedať, že celková výška ostrova je približne 5 400 metrov od jeho podmorskej základne v hĺbke niečo vyše 3 900 metrov (SCHMINCKE a SUMITA, 2010). Geomorfológia ostrova je výrazne ovplyvnená obrími svahovými pohybmi. Najvýraznejšie je to vidieť na prípade odlučných plôch obrích svahových deformácií El Golfo (sever ostrova) a deformácie El Julán a Las Playas (južná časť ostrova). Na ostrove sa však nachádzajú aj ďalšie fosílné obrie svahové pohyby prípadne poruchové zóny, ktoré však na dole umiestnenej schématickej mape (obr. č. 2) nie sú tak jasne viditeľné. Jedná sa konkrétne o odlučnú plochu prvej obrej svahovej deformácie, ktorá postihla jednotku Tiñor a o poruchovú zónu San Andrés³ nachádzajúcu sa v severovýchodnej časti ostrova El Hierro.

¹ Súostrovie Kanárske ostrovy pozostáva zo siedmich hlavných ostrovov a veľkého počtu menších ostrovov, ktoré sa už nepovažujú za regionálne centrá.

² Plocha ostrova na jeho báze (báza vulkánu) v hĺbke približne 3900 m pod hladinou oceánu sa môže pohybovať na úrovni medzi 2600 – 3000 km² a teda sa jedná o zhruba 10-násobok plochy ostrova nachádzajúcej sa nad hladinou oceánu. Táto približná hodnota bola autorom dopočítaná pomocou približnej interpolácie plochy bázy ostrova na trojuholník s pomocou satelitných snímok a aplikácie Google Earth.

³ Táto poruchová zóna bude rozoberaná ako samostatný celok v jednej z nasledujúcich kapitol a budú na ňom modelované faktory, ktoré takéto obrie svahové pohyby na tomto type ostrovov môžu spôsobovať.



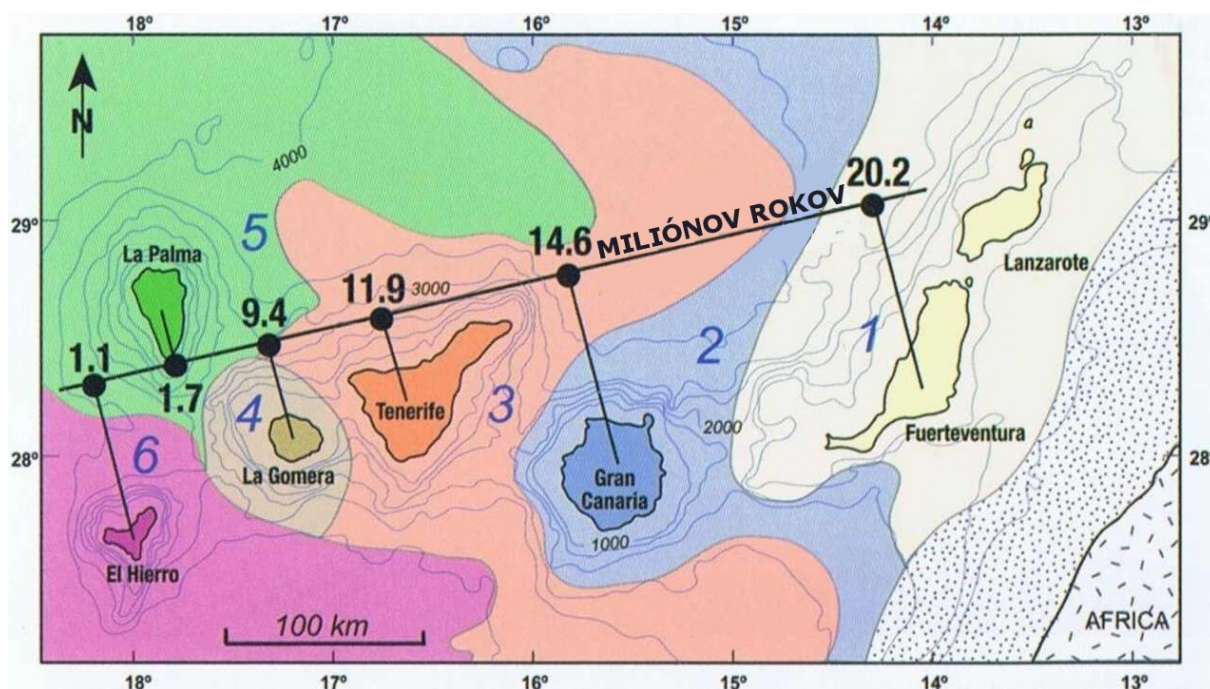
Obrázok č. 2: Schematická mapa ostrova El Hierro s vyznačenými odlučnými plochami obrích zosuvov

zdroj: CARRACEDO, J., C., 2008 (upravené autorom)

Klimatické pomery ostrova El Hierro závisia najmä na konkrétnej časti ostrova, nakoľko na ostrove je možné nájsť niekoľko charakteristických klimatických oblastí od humídneho subtropického typu klímy v centrálnej časti ostrova, po semiaridny až púštny typ klímy v pobrežných častiach ostrova. V prípade ostrova El Hierro teda výrazne záleží na expozícii voči svetovým stranám, pričom severná a severozápadná časť ostrova je náveterná a oproti južnej a juhovýchodnej časti ostrova taktiež viac bohatá na zrážky. Na rozdiel od ostrovov Lanzarote a Fuerteventura lokalizovaných vo východnej časti súostrovia je klíma na ostrove El Hierro výrazne ovplyvnená Golfským prúdom. Podľa Španielskej štátnej meteorologickej agentúry priemerná ročná teplota na meteorologickej stanici umiestnenej na letisku El Hierro (VDE), nachádzajúcom sa v blízkosti hlavného mesta ostrova Valverde vo východnej časti ostrova, dosahuje 21,1 °C. S v priemere len 19-timi dňami v ktorých padne viac ako 1 mm zrážok a priemerným ročným úhrnom zrážok na úrovni 170 mm je možné ostrov ako celok zaradiť podľa Köppenovej klasifikácie klimatických pásiem do semiaridného podnebia.

2.2. GEOLÓGICKÁ HISTÓRIA SÚOSTROVIA A OSTROVA EL HIERRO

Celé súostrovie Kanárskych ostrovov je z geologického hľadiska výsledkom dlhotrvajúcej vulkanickej a tektonickej aktivity. ROBERTSON a STILLMAN v roku 1979 predpokladali, že genéza súostrovia začala v Paleogéne pred približne šesťdesiatimi miliónmi rokov. Aktuálnejšie štúdie (VAN DEN BOGAARD, 2013) však priniesli dôkazy o omnoho dlhšej geologickej histórii celého súostrovia. Na základe ich zistení je preto možné predpokladať, že podmorský vulkanizmus v tejto oblasti začal v období neskorej Jury až skorej Kriedy s odhadnutým začiatkom pred 142 Ma. Odhaduje sa, že vulkanická aktivita nad morskou hladinou sa v prípade Kanárskych ostrovov začala odohrávať pred približne 22-24 Ma (ROBERTSON a STILLMAN, 1979) pričom vek jednotlivých ostrovov (obr. č. 3) klesá od východu, s najstaršími ostrovmi Lanzarote a Fuerteventura, k západu a najmladším ostrovom súostrovia La Palma a El Hierro (BECERRIL, 2014).



Obrázok č. 3: Časový profil veku jednotlivých Kanárskych ostrovov

zdroj: CARRACEDO, J., C., 2008 (upravené autorom)

Vzhľadom k najstarším horninám nad terajšou úrovňou morskej hladiny s vekom približne 1,12 Ma môžeme o ostrove El Hierro hovoriť ako o najmladšom z Kanárskych ostrovov (GUILLOU et al., 1996). Tento približný vek ostrova navyše dokladajú aj výsledky

rádiometrických sond, ktoré potvrdili to, že ostrov vznikol v dobe reverzie zemskej polarizácie Brunhes-Matuyama a v jeho stavbe sa vyskytujú horniny s opačnými polaritami. VAN DEN BOGAARD (2013) tvrdí, že podmorská vulkanická aktivita v južnej časti južného riftu (Hierro Ridge), ktorý je najstarším z trojice riftov tvoriacich ostrov, začala približne pred 133 Ma a preto z tohto pohľadu zahrňujúceho aj submarínnu časť ostrova môžeme ostrov El Hierro považovať zároveň aj za jeden z najstarších ostrov súostrovia.

Prihliadnuc k relatívnej topografickej výške od povrchovej časti oceánskej kôry, ktorá je datovaná svojim vznikom do obdobia Jury, v mieste ostrova El Hierro a zároveň aj ostrova La Palma a zároveň k pomeru objemov submarínnych a subaerálnych častí oboch ostrovov môžeme napríklad pri porovnaní s ostrovom Tenerife, ktorý je na vrchole svojho vulkanického vývoja, hovoriť o juvenilnej úrovni vývoja ostrovov, zatiaľ čo ostrovy La Gomera, Lanzarote a Fuertaventura už do značnej miery podľahli erózii.

2.3. VULKANIZMUS NA SÚOSTROVÍ A OSTROVE EL HIERRO

Oblasť súostrovia Kanárske ostrovy pozostáva z viac ako stovky ostrovov, ktoré sú zároveň samostatnými vulkanickými štruktúrami. Zároveň sa geneticky jedná o nerovnomerne rozptýlený hotspot paralelný k severozápadnému pobrežiu Afriky, ktorý je približne 1 300 km dlhý a 350 km široký. Na základe datovania a zisteného veku počiatku vulkanických prejavov v oblasti je možné považovať tento hotspot ako najstarší hotspot v Atlantickom oceáne a jeden z najdlhšie nad hladinou oceánu zachovaných vôbec (podľa VAN DEN BOGAARD, 2013). Aj keď všetky ostrovy hlavnej skupiny súostrovia boli svedkami holocénnej vulkanickej aktivity, v dobách od osídlenia Kanárskych ostrovov Španielmi (posledných 600 rokov) bola vulkanická aktivita zaznamenaná len na ostrovoch Lanzarote, Tenerife, La Palma a na ostrove El Hierro. Celkovo to bolo 20 rôznych erupcií, pričom vo všetkých prípadoch sa jednalo o mafické erupcie s intenzitou od Havajskej až po intenzívnu Strombolskú (ROMERO, 1991 in BECERRIL, 2014). Mimo erupciu Timanfaya na ostrove Lanzarote, ktorá trvala od roku 1730 až do roku 1736, bolo trvanie týchto erupcií rádovo v týždňoch až mesiacoch. Celkové objemy erupčionej magmy sa pohybovali na úrovni od 0,01 do viac ako 1,5 km³ (objemy v ekvivalentoch suchej horniny – Dense-Rock Equivalent, ďalej len DRE) v prípade erupcie vulkánu Timanfaya. Vo všetkých prípadoch sa zároveň jednalo o vytvorenie vulkanických

kužeľov počas samostatnej erupcie a preto ich môžeme zaradiť medzi erupcie monogenetické (podľa BECERRIL, 2014).

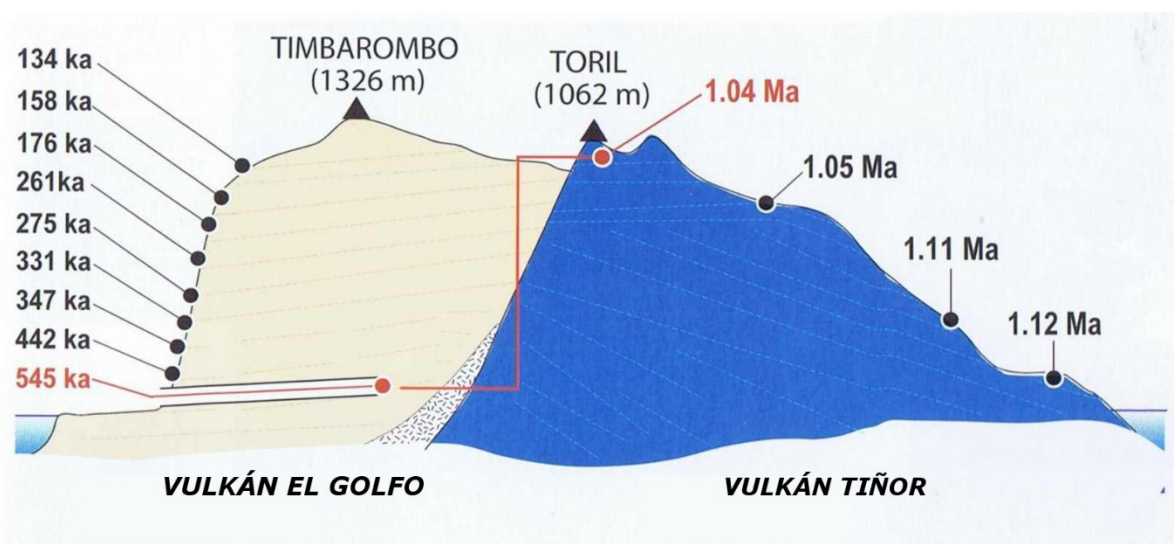
Ostrov El Hierro bol vytvorený kompletne počas kvartéru troma hlavnými vulkanickými cyklami, tvoriacimi tri hlavné rifty, na ktorých je ostrov uložený. Prvý cyklus začal výzdvihom vulkánu Tiñor vo východnej časti ostrova v období približne pred 1,12 až 0,88 Ma. Druhý vulkanický cyklus, stavba vulkánu El Golfo-Las Playas, je datovaná do intervalu pred 545 – 176 ka. Tretím cyklom je ostrovný riftový vulkanizmus, ktorý trvá od obdobia pred približne 158 ka až po súčasnosť (podľa BECERRIL, 2014). Tento tretí cyklus je stále aktívny a prejavil sa aj na pomedzí rokov 2011 a 2012 pri jednej z podmorských erupcií zhruba 2 km od pobrežia ostrova. Jednalo sa o poslednú významnejšiu erupciu na Kanárskych ostrovoch v poslednej dobe. Každý z týchto troch vulkanických cyklov výrazne pomohol k budovaniu ostrova, každopádne tieto cykly boli prekladané obdobiami kľudu, erózie a kolapsov svahov vytvorených vulkánov. Vulkanizmus na ostrove je primárne výlevný a bázický, prekladaný množstvom hydromagmatických erupcií (BECERRIL, 2009) a doložená bola aj jedna explozívna erupcia počas druhého vývojového cyklu El Golfo-Las Playas (PEDRAZZI et al., 2014). Vo väčšine prípadov sa jedná zároveň o menšie erupcie, rádovo s objemami od rádovo stoviek tisíc m³ až po prvé desatiny km³ (DRE) čo je typická hodnota pre erupcie na celom súostroví (SOBRADELO et al., 2011).

2.4. GEOLÓGIA OSTROVA EL HIERRO

Ostrov El Hierro je, ako bolo spomenuté, najmladší z Kanárskych ostrovov a keďže je formovaný nad stacionárnym zdrojom magmy, tak sa jedná o takmer perfektne koncentrickú stavbu ostrova s prekrytými vulkánmi a typickou trojriftovou geometriou. Počiatočná subaerálna vulkanická aktivita je spájaná s vulkánom Tiñor. Tá je charakteristická najmä výskytom xenolitických láv. Druhým výrazným komplexom je komplex vulkánu El Golfo. Ten je charakteristický bazaltovými lávami, z ktorých sa po stuhnutí stali prevažne trachybazalty a trachyty. Nasledujúci najmladší riftový vulkanizmus na ostrove sa potom vyznačuje najmä, na Kanárskych ostrovoch typickou, bazaniticko-tefritickou vulkanickou aktivitou (podľa CARRACEDO et al., 2001).

Vulkán Tiñor sa postaral o prvú časť subaerálneho vývoja ostrova El Hierro. Jeho dnešný výbežok sa nachádza v severovýchodnej časti ostrova a na geologickej mape (PRÍLOHA

č. 1) je znázornený v odtieňoch modrej farby. Je to primárne spôsobené obrím kolapsom severozápadnej časti tohto vulkánu a čiastočne aj prekrytím svahov vulkánu Tiňor pyroklastikou a lávami pochádzajúcimi z riftového vulkanizmu a jednotky El Golfo pri ďalšom vývoji ostrova. Tento vulkán sa vyvinul veľmi rýchlo no napriek tomu je možné nájsť zopár, primárne morfológických, rozdielov medzi jednotlivými obdobiami v jeho vývoji. Prvou je bazálna jednotka s tenkými vrstvami lát s veľkým sklonom svahov pravdepodobne viažuca sa k prvotným fázam vývoja ostrova. Druhou jednotkou sú hrubšie vrstvy lát s vysokou viskozitou a trendom vytvárania subhorizontálnych tokov, ktoré charakterizujú hlavnú fázu vývoja jednotky vulkánu Tiňor. Treťou jednotkou je skupina sopečných prieduchov s veľmi dobre uchovanými širokými krátermi, tzv. podskupina vulkánov Ventejís. Lávy patriace do tejto jednotky sa vyznačujú tým, že sú bohaté na xenolity, vďaka čomu je ich možné jasne zaradiť, nakoľko väčšina lávových tokov na ostrove El Hierro je na xenolity chudobná, prípadne sa v nej žiadne xenolity nenachádzajú. Predpokladá sa, že vulkanické erupcie tejto skupiny boli finálnou fázou vývoja jednotky Tiňor, čo je podložené morfológickou stavbou sopečných kužeľov a vysokým obsahom xenolitov v láve. Tieto explózie pravdepodobne bezprecedentne predchádzali aj obriemu kolapsu jednotky (obr. č. 4), ktorý bol spomínaný vyššie a následnému ukončeniu vývoja jednotky (podľa CARRACEDO et al., 2001).



Obrázok č. 4: Dôkaz o kolapse jednotky Tiňor z datovania hornín na povrchu ostrova a štôlni v západnej časti ostrova

zdroj: CARRACEDO, J., C., 2008 (upravené autorom)

Po kolapse vulkánu Tiňor sa začala vyvíjať nová jednotka, vulkán El Golfo, ktorý vyplnil severozápadnú časť skolabovanej časti a nakoniec vo veľkej časti aj prekryl jednotku vulkánu Tiňor. Radiometrickým datovaním sa zistilo, že najstaršie (najnižšie vrstvy) lávy v miestach po

kolapse jednotky El Golfo pochádzajú z dôb pred približne 545 ka. Predpokladá sa že výška vulkánu El Golfo sa v čase pred svojim vlastným kolapsom mohla pohybovať v úrovniach okolo 1 500-2 000 metrov. V rámci jednotky El Golfo je možné vyčleniť dve morfológicky a vrstevnatosťou sa líšiace podjednotky. Prvá bazálna podjednotka je tvorená najmä pyroklastikou s nerovnomernými lávovými tokmi. Táto jednotka je pretkaná veľkým počtom žíl, ktoré tvoria roje v smeroch troch riftov tvoriacich ostrov a potvrdzujú tak dôležitosť trojriftového systému pri vývoji jednotky vulkánu El Golfo. Druhá vrchná podjednotka sa dominantne skladá z lávových tokov. V nich sa už takmer vôbec nevyskytujú žily, ktoré sa nachádzajú v bazálnej podjednotke a indikujú tak to, že vrchná vrstva bola vytvorená lávovými tokmi z vrchnej časti vulkánu El Golfo aj napriek tomu, že v útesoch vrstiev vrchnej podjednotky je možné zbežne nachádzať sopečné prieduchy. Najvrchnejšia časť tejto podjednotky je prekrytá trachybazaltickými a trachytickými lávovými tokmi a depozitmi popola a pyroklastiky. Tieto vrstvy sú interpretované ako vrstvy vznikajúce s končiacou aktivitou vulkánu El Golfo a počiatkom riftového vulkanizmu v období zhruba pred 176 ka (podľa CARRACEDO et al., 2001).

Aj napriek tomu, že trojriftový systém bol dôležitý pre vývoj vulkánu El Golfo a pravdepodobne mal vplyv aj na vznik vulkánu Tiñor, je riftový vulkanizmus, ako samostatná jednotka vo vývoji ostrova, zaradovaný do posledných štádií vývoja ostrova El Hierro, kedy boli simultánne aktívne všetky tri ramená riftového systému ostrova. V období aktivity riftového vulkanizmu prekryla väčšinu ostrova relatívne tenká vrstva bázických láv, ktoré sa vo väčšine prípadov výrazne nelíšili od typu lávy, ktorá vytvorila vrstvy jednotky El Golfo. Rádiometrické datovanie preukázalo pokračovanie aktivity tohto riftového vulkanizmu až do dôb pred 2,5 ka (GUILLOU et. al, 1996) aj napriek postupnému zníženiu intenzity erupčivnosti spôsobenému pravdepodobne presunom vulkanickej aktivity na blízky ostrov La Palma, kde sa v týchto dobách vyvíjal mimoriadne aktívny vulkán Cumbre Vieja (podľa CARRACEDO et al., 2001).

3. OBRIE SVAHOVÉ DEFORMÁCIE NA VULKANICKÝCH OSTROVOCH

V tejto časti diplomovej práce budem charakterizovať pre vulkanické ostrovy špecifické udalosti spojené s ich geologickým vývojom a to konkrétne obrie svahové deformácie. V geologickej histórii je zaznamenaných a dnes aj potvrdených viacero takýchto udalostí.

Najväčšie svahové deformácie na vulkanických ostrovoch sú spojené s Havajskými ostrovmi, no bohatý výskyt týchto udalostí je lokalizovaný aj do Makaronézie, najmä na Azorské ostrovy, Kanárske ostrovy a Kapverdské ostrovy, kde sa zároveň odohrala objemovo najväčšia svahová deformácia v danom regióne na vulkáne a rovnomennom ostrove Fogo (DAY et al., 1999; MASSON et al., 2008). Jedna z objemovo najväčších obrích svahových deformácií sa v rámci Makaronézie odohrala aj na Kanárskych ostrovoch, konkrétne na druhom najmladšom ostrove spomedzi súostrovia Kanárskych ostrovov – La Palma, ktorý leží severne od ostrova El Hierro. Tieto obrie svahové deformácie na ostrovoch sú nebezpečným procesom aj s ohľadom na možný vznik vln tsunami z dôvodu rýchleho premiestnenia veľkých objemov materiálu zo súše do mora, prípadne len v mori, nakoľko väčšina premiestnených hmôt je len podmorského pôvodu. Vo viacerých prípadoch, mimo iné aj v oblasti Makaronézie (Kapverdské ostrovy), boli na základe rádiometrického datovania sedimentov v pobrežných častiach ostrovov vlny tsunami aj dokázané.

3.1. CHARAKTERISTIKA SVAHOVÝCH DEFORMÁCIÍ NA VULKANICKÝCH OSTROVOCH

Termín svahové deformácie, ktorý je v rámci tejto diplomovej práce používaný v tomto prípade v sebe zahŕňa komplikované procesy presunu hmôt jednak z povrchu vulkanických ostrovov do mora a rovnako tak aj, v pomerne väčšej objemovej časti, len v rámci ich podmorských svahov.

Štruktúrne poruchy veľkých merítok, ku ktorým dochádza na tomto type ostrovov sú špecifické vo veľkej miere tým, že vzdialenosť medzi odlučným bodom a koncom postpohybovej akumulačnej oblasti je často v mierkach desiatok, niekedy až stoviek kilometrov. Záležiac na viacerých faktoroch, zahŕňajúc napríklad typ a genézu porušeného materiálu a podložného terénu ako aj mechanizmus akým bol pohyb spustený, môže byť pohyb celej masy materiálu v celku (tzv. slump), prípadne vo forme úplne dezintegrovaného materiálu (tzv. debris avalanche). Rýchlosť takéhoto pohybu sa môže pohybovať v širokej škále od veľmi malých rýchlostí okolo 1-2 cm/rok (vo vnútrozemských častiach ostrovov sa môže jednať aj o rýchlosti rádovo v mm/rok) kedy sa jedná o pohyb charakteru creepu až po vysoké rýchlosti okolo 100 m/s. Práve rýchlosť pohybu spôsobuje to, či je štruktúra po ukludnení pohybu následne ľahko rozoznateľná alebo nie. Pri rýchlych pohyboch sa totiž objavujú

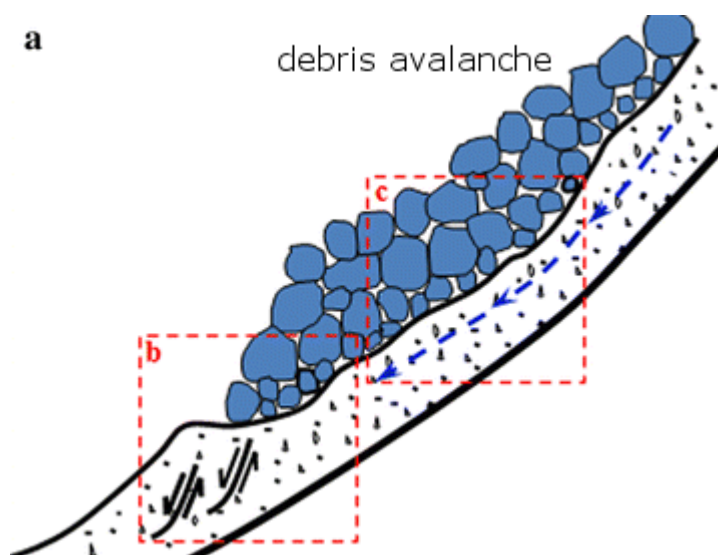
výrazné morfológické štruktúry ako napríklad až kilometer vysoké odlučné plochy v tele pohybu a v odlučných oblastiach. Naopak pri pomalých pohyboch je často nutné na ich odhalenie použiť monitorovacích zariadení ako tenzometre, nakoľko pohyby sú tak pomalé, že nie sú pozorovateľné voľným okom a zároveň za sebou nenechávajú výrazné morfológické znaky (podľa MCGUIRE, 1996).

MCGUIRE (1996) tvrdí, že vznik týchto pohybov je spôsobený radou faktorov. Tým najdôležitejším je to, že námorná strana svahov vulkánu je jeho najviac nestabilnou časťou nakoľko suchozemská časť týchto vulkánov má omnoho strmšie svahy ako časť podmorská. Táto morfológická asymetria v stavbe vulkánu môže spôsobovať preferenčné uvoľnenie napätí vo vnútri masívu kvôli prekročeniu únosnosti prípadne preferenčnému smeru riftových oblastí a zlomov. Uvoľnenie tohto napätia môže viesť buď k pomalým pohybom obrovských častí vulkanických jednotiek, porušeniu jednotiek z dôvodu seizmického pôsobenia alebo k pravidelnému vzniku skalných lavín, prípadne sa môže prejaviť aj ako kombinácia všetkých troch procesov dohromady. Relatívne nestabilná povaha týchto námorných svahov je navyše výrazne ovplyvnená aj kontaktom mora a súše. Nie len že morská erózia pôsobí ako trvalý destabilizačný faktor, výrazne ovplyvnenie vzniku týchto pohybov môže byť spôsobené veľkými zmenami v hladinách morí a oceánov aj o 130 m v periódach okolo 18 ka, ktoré zapríčiňujú výrazné zmeny vo vnútornej napätosti vulkanických masívov a zmeny vo veľkosti pórových tlakov. Tieto zmeny môžu pôsobiť ako destabilizačné faktory, ktoré urýchľujú procesy spojené s vznikom obrích svahových pohybov. Rovnako nezanedbateľné sú aj seizmické otrasy spojené s vulkanickými prejavmi v oblasti vulkanických ostrovov.

3.2. TYPY SVAHOVÝCH DEFORMÁCIÍ NA VULKANICKÝCH OSTROVOCH

V tejto podkapitole je termín svahovej deformácie rozčlenený do jednotlivých typov procesov, ktoré patria z pohľadu charakteru samotného pohybu a zloženia premiestneného materiálu na povrchu na dva základné podtypy – konkrétne sa jedná o, v pôvodnom anglickom znení, tzv. “debris avalanche” a “slump”. Tretím podtypom je podľa MASSON et al. (2002) aj tzv. “debris flow”. Pod morskou hladinou ich podľa GARCIU a HULLA (1994) môžeme čiastočne, na základe prevládajúceho charakteru pohybu, zaradiť medzi vulkanické turbiditné prúdy.

Podľa MASSON et al. (2002) sa v prípade pohybu typu “debris avalanche” jedná o výsledok jednej samostatnej katastrofickej deformácie, počas ktorej bol materiál premiestnený vysokou rýchlosťou, čo je dokázané tým, že sa materiál v niektorých prípadoch dokázal pohybovať niekoľko stoviek metrov aj smerom do kopca. Vo výsledku tieto pohyby tvoria pole horninových blokov, ktoré je rozmiestnené na veľkej ploche, kde prevládajúci smer je dĺžka, takže ich je možné zaradiť medzi prúdové svahové pohyby. Mocnosť takýchto svahových pohybov sa odhaduje na interval od niekoľkých stoviek metrov až po prvé kilometre, no ich mocnosť je veľmi ťažké generalizovať nakoľko sa tento typ pohybov často spája s pripovrchovými svahovými pohybmi. V prípade Kanárskych ostrovov sa však jedná o mocnosť akumulčných častí týchto pohybov v intervale od niekoľkých desiatok až po niekoľko stoviek metrov. V spodnej časti akumulčnej oblasti je materiál prenesený týmto typom pohybu až charakteru turbiditných prúdov. Tento typ pohybu je potom charakteristický aj tým, že odlučná plocha je veľmi dobre a jasne definovateľná (obr. č. 5). V niektorých prípadoch je taktiež charakteristický vznik postzosuvných údolí v tvare písmena “V” (podľa SCHUSTER a KRIZEK, 1978), to však nie je možné generalizovať na všetky pohyby tohto typu.

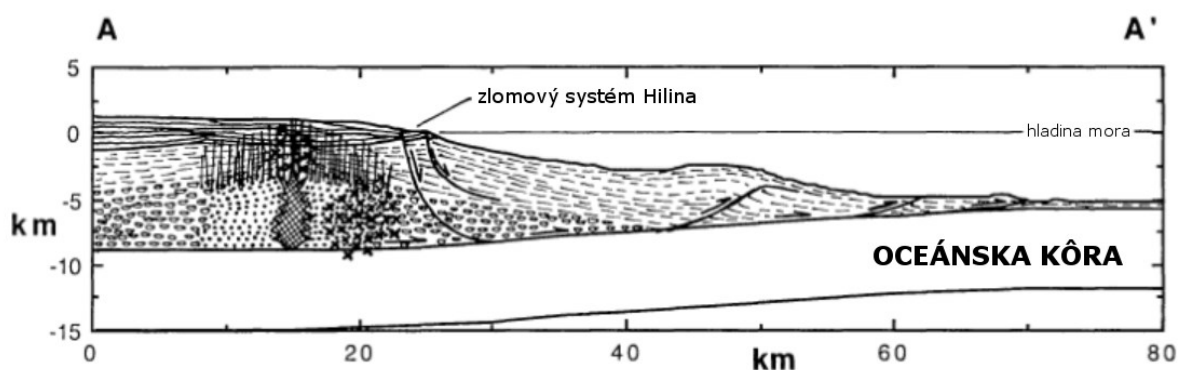


Obrázok č. 5: a) Jednoznačne definovaná odlučná plocha u pohybu typu “debris avalanche” (modrou šípkou naznačený smer pohybu), b) zatlačovanie materiálu pred čelom pohybu na jeho začiatku, c) prevládajúca abrazia a erodovanie povrchu pohybom typu “debris avalanche” v oblasti za polovicou vlastného pohybu

zdroj: PENG-YUAN, L., et al., 2016 (upravené autorom)

Naopak pohyb typu “slump” môže v prípade vulkanických ostrovov dosahovať podľa toho istého autora (MASSON et al., 2002) omnoho väčších mocností a to až do 10 km, v prípade Havajského chrbta. Zároveň sa jedná čo do samotného tvaru svahovej deformácie

o viac-menej symetrické rozmery čo sa dĺžky a šírky týka a je možné ich radiť medzi plošné svahové pohyby. V prípade svahových deformácií tohto typu sa predpokladá oproti svahovým pohybom typu “debris avalanche” relatívne pomalý a zdĺhavý pohyb počas dlhšieho časového intervalu zahrňujúci taktiež creep. Líši sa taktiež tým, že sa jedná o pohyb relatívne súdržnej masy, resp. neporušeného bloku materiálu, ktorý sa typicky deformuje počas pohybu a tvorí tak výsledné geomorfologické štruktúry ako pozdĺžne hrebene, ryhy a ďalšie rôzne zdeformované prvky reliéfu. Ďalším charakteristickým znakom tohto typu pohybu je to, že šmyková plocha tu nie je jednoznačne, respektíve jednoducho definovateľná (obr. č. 6), aj keď niektorí autori (MOSCARDELLI a WOOD, 2008) to uvádzajú opačne. Na základe týchto charakteristík sa predpokladá, že v prípade svahovej deformácie El Julan na ostrove El Hierro sa jedná práve o tento typ pohybu, každopádne kvôli nedostatku seizmických dát to nie je možné jednoznačne potvrdiť (MASSON et al., 2002). Ďalším špecifikom pohybu tohto typu v prípade vulkanických ostrovov je tvar šmykovej plochy. Z definície pohybu vychádza to, že šmyková plocha je rotačná. U prevažne subhorizontálne uložených, respektíve s povrchom konformne uložených vrstiev vulkanických hornín v prípade ostrova El Hierro a ďalších vulkanických ostrovov ako aj toho, že vrstvy sú výrazne ovplyvnené prítomnosťou veľkého počtu zlomov a žíl sa predpokladá, že takýto pohyb bude prebiehať v celkovom merítku pozdĺž translačnej šmykovej plochy. Definícia deformácie s rotačnou šmykovou plochou by v tomto prípade nebola presná (podľa ústneho zdelenia, BLAHŮT, 2017).



Obrázok č. 6: Schéma pohybu typu "slump" s nejednoznačne určenou šmykovou plochou na príklade svahovej deformácie Hilina na Havajských ostrovoch

zdroj: MOORE, J., G., et al., 1994 (upravené autorom)

Pohyb typu “debris flow” je v tomto prípade definovaný ako svahová deformácia postihujúca len sedimentárny pokryv podmorských svahov vulkanických ostrovov. Takto pomenované pohyby, konkrétne tzv. Kanársky debris flow sa však v jeho určitých častiach

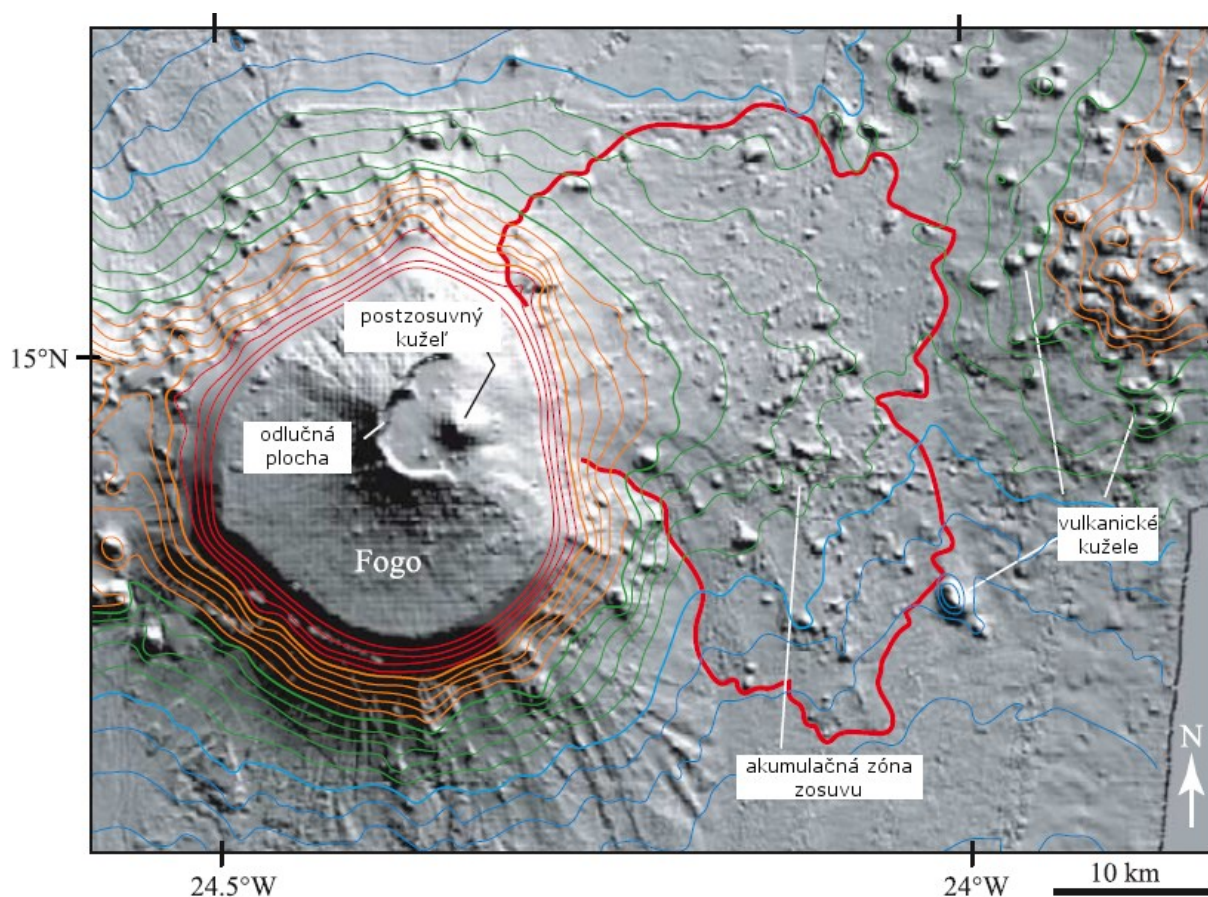
(západne od ostrovov La Palma a El Hierro) môžu taktiež nazývať, kvôli ich štruktúre, ako “debris avalanche” (podľa MASSON et al., 2002).

3.3. FOGO, KAPVERDSKÉ OSTROVY

Ostrov Fogo, ležiaci v juhozápadnej časti súostrovia Kapverdské ostrovy, s rozlohou 476 km², nachádzajúci sa približne 800 km od pobrežia Afriky (DAY et al., 1999) patrí z hľadiska geografického usporiadania Kapverdských ostrovov do skupiny Sotavento, ktorá tvorí južnú, záveternú časť súostrovia. Na ostrove sa zároveň nachádza aj najvyšší bod Kapverdských ostrovov – Pico do Fogo, týčiaci sa do výšky 2 829 metrov nad hladinu oceánu, ktorý je zároveň stále aktívnym vulkánom s dobou opakovania erupcií približne každých 20 rokov (podľa MASSON et al., 2008). Najväčším mestom ostrova je São Filipe, kde sa zároveň nachádza letisko a jedná sa o hlavné mesto rovnomennej správnej oblasti ostrova.

Z geomorfologického hľadiska sa jedná o ostrov s veľmi strmými svahmi, prevažne so sklonmi nad 15°, vo východnej časti ostrova dosahujúcimi hodnôt od 22 do 28°. Kombinácia týchto strmých svahov s početnou vulkanickou aktivitou na ostrove a v oblasti, robí z tohto ostrova kandidáta na výskyt historických obrích kolapsov svahov, ktoré sa navyše môžu vyskytnúť aj v budúcnosti. V tomto sa ostrov Fogo podobá a je ho možné porovnať s vulkánmi na Kanárskych ostrovoch, kde bol výskyt takýchto obrích kolapsov v minulosti bežný. Preferovaná interpretácia vývoja tohto ostrova je spojená s kolapsom jednotky Monte Amarelo. Práve výskyt takejto obrej svahovej deformácie na svahoch vulkánu je podporená výsledkami seizmického profilovania na ostrove. Rovnako túto hypotézu podporuje aj objavenie rozsiahlych depozitných území po recentných blokovobahenných lavínach (orig. debris avalanches) na oceánskom dne (obr. č. 7) na východných brehoch ostrova, kde je výška sedimentácie na oceánskom dne zvýšená o 100 – 400 m oproti severným a južným podmorským svahom ostrova (MASSON et al., 2008). DAY et al., 1999 hovorí, že v porovnaní s podobnými morfológickými štruktúrami na ostrovoch La Palma a El Hierro, ktoré vznikli pri kolapsoch pred približne 560 ka a 130 ka sa jedná o značne nevyvinuté morfológické prvky a teda s veľkou pravdepodobnosťou sa aktivita na jednotke Monte Amarelo spojená s jej kolapsom datuje do obdobia niekoľkých desiatok tisíc rokov do minulosti, pričom pri porovnaní útesov na pobreží ostrova a jeho platformnej morfológie v časti po kolapse s ostrovom La Palma je možné obrí zosuv na ostrove Fogo datovať do obdobia postglaciálu

a teda nebude starší než 10 ka. Naopak FONSECA et al., 2003 in MASSON et al., 2008 tvrdí, že minimálny predpokladaný vek skolabovanej štruktúry je 80 ka, no toto datovanie je nedostatočne podložené. Na základe týchto predpokladov je teda možné považovať kolaps jednotky Monte Amarelo na ostrove Fogo za jeden z najmladších kolapsov svahov vulkanických ostrovov v Atlantickom oceáne. Nakoľko je z dostupných dát náročné odhadovať objem kolapsu, na základe porovnania morfológie severnej neporušenej časti ostrova s južnou stranou, ktorá bola kolapsom postihnutá sa predpokladá, že objem premiestneného materiálu sa pohyboval na úrovni od 200 - 300 km³ prípadne viac, ak zosuv zasiahol aj väčšiu časť podmorského svahu vulkánu (DAY et al., 1999). MASSON et al., 2008 odhad objemu premiestnenej hmoty zmenšil do intervalu 130 - 160 km³.



Obrázok č. 7: Snímok ostrova Fogo. Časť snímku pod hladinou oceánu vyhotovená pomocou podmorskej batymetrie, časť nad hladinou oceánu vyhotovená pomocou SRTM snímkovania

zdroj: MASSON, D., G., et al., 2008 (upravené autorom).

3.4. PICO, AZORSKÉ OSTROVY

Ostrov Pico patrí geograficky do centrálnej skupiny Azorských ostrovov, ktoré politicky patria Portugalsku a od jeho hlavného mesta Lisabon je vzdialený zhruba 1 600 km západne. Veľkostne sa jedná so svojou rozlohou 447 km² o ostrov podobný ostrovu Fogo, ktorý bol popisovaný v predchádzajúcej podkapitole. Na ostrove Pico sa taktiež nachádza najvyšší bod Portugalska a zároveň aj celého Stredoatlantického chrbta – Montanha do Pico týčiaci sa 2 351 metrov nad hladinu Atlantického oceánu, pričom sa jedná o v súčasnosti neaktívny stratovulkán. Najväčším mestom ostrova je Madalena, ktorá je hlavným mestom rovnomennej provincie ostrova.



Obrázok č. 8: Pohľad z vrcholu Montanha do Pico na východnú časť ostrova Pico – jednotku Topo Volcano – postihnutú obrími svahovými deformáciami

zdroj: archív autora, 2016

Samotný ostrov pozostáva geologicky z troch častí a to najstaršej jednotky Topo Volcano (obr. č. 8), zlomového systému a najmladšej geologickej jednotky v podobe stratovulkánu Pico a nachádza sa na južnej strane Terceirského zlomu, medzi Nubijskou a Eurázijskou litosferickou doskou. Na ostrove sa vyskytujú svahy so sklonmi nad 20°, pričom je možné nájsť aj oblasti kde sklony svahu prevyšujú 50°. Tie sú spojené buď s pobrežnými oblasťami, alebo s odlučnými plochami spojenými s gravitačnými pohybmi na svahoch vulkanických kužeľov. Najväčšie svahové deformácie na ostrove sú spojené s kolapsami

jednotky vulkánu Topo, ktoré sa odohrali v období pred 70-125 ka. Prvý z kolapsov jednotky bol v porovnaní s nasledujúcimi najväčší a vytvoril mocnú vrstvu materiálu na oceánskom dne s minimálnym dosahom 17 km od dnešného pobrežia ostrova. Odhadovaný objem premiestnených hmôt pri tejto najväčšej svahovej deformácii sa pohybuje na úrovni od 4 do 10 km³ horniny. V juhovýchodnej časti ostrova sa navyše vyskytuje oblasť, na ktorej boli namerané aktívne horizontálne posuny na úrovni $1,6 \pm 1,3$ mm za rok a súčasne poklesy v intervale 5 až 12 mm za rok (podľa COSTA et al., 2015).

3.5. TENERIFE, KANÁRSKE OSTROVY

Tenerife, nachádzajúce sa v centre súostrovia je najľudnatejším ostrovom Kanárskych ostrovov, ktoré politicky patria Španielsku. So svojou rozlohou 2 034 km² sa zároveň jedná o najväčší ostrov súostrovia. Nachádza sa na ňom najvyšší bod Španielska a celého regiónu Makaronézie – Pico del Teide, s nadmorskou výškou 3 718 m, ktorý je evidovaný ako aktívny stratovulkán s poslednou erupciou v roku 1909. Najväčším, najľudnatejším a zároveň hlavným mestom ostrova je Santa Cruz de Tenerife.



Obrázok č. 9: Pohľad na údolie Orotova na ostrove Tenerife a strmé svahy ohraničujúce odľučnú plochu od pôvodnej úrovne terénu. V pozadí je možné vidieť najvyšší bod Španielska – vrchol Pico del Teide (3 718 m n. m.)

zdroj: archív autora, 2017

Geologická evolúcia ostrova pozostáva z troch hlavných častí. Prvou je jednotka bazaltového štítu, ktorý tvorí zhruba 90% celkového objemu ostrova. Druhou je centrálna

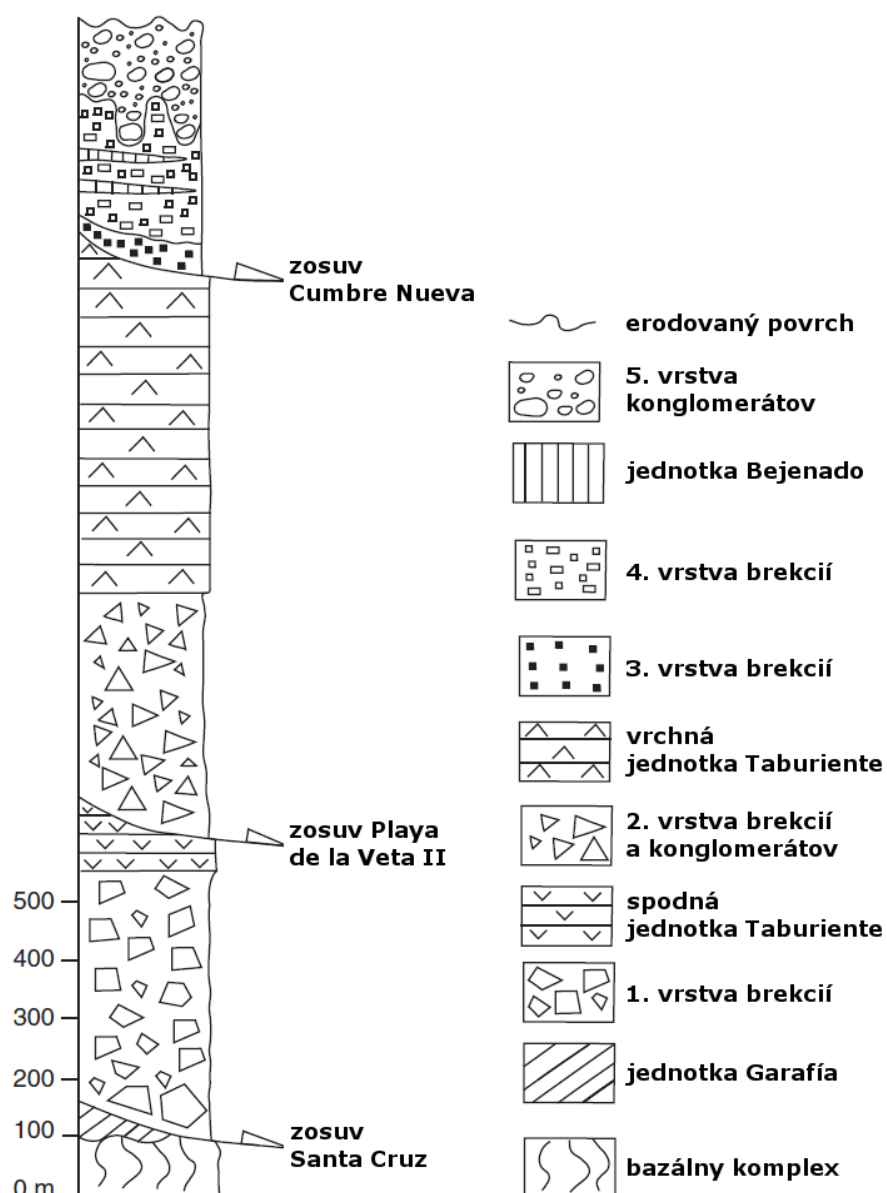
jednotka ostrova – Las Cañadas, počas vývoja ktorej vznikol aj súčasný najvyšší bod ostrova Pico del Teide a je spájaná aj so vznikom väčšiny obrích svahových pohybov na ostrove. Materiálovo je táto jednotka charakterizovaná fonolitickými lávami. Poslednou genetickou jednotkou je v súčasnosti stále aktívny centrálny vulkanický komplex. Batymetrický prieskum podmorských svahov v severnej časti ostrova odhalil objemné podmorské depozity materiálu o celkovom odhadovanom objeme až 1 000 km³ s výskytom blokov premiestnenej horniny s objemami až do 3 km³ nachádzajúcich sa vo vzdialenosti až 70 km od pobrežnej čiary ostrova. Na základe týchto poznatkov získaných z batymetrických dát ako aj morfológie svahov ostrova nad hladinou oceánu a výskytu rozsiahlych údolí sa predpokladá, že ostrov postihlo viacero obrích svahových deformácií (podľa HÜRLIMANN et al., 2004). Jedna z dvoch najväčších svahových deformácií, ktorá vytvoril údolie La Orotava – 10 km široké po stranách so strmými svahmi vysokými 500-600 m (obr. č. 9), je datovaný do obdobia medzi 0,69 – 0,54 Ma a patrí medzi najmladšie na ostrove. Odhadovaný objem premiestneného materiálu pri tejto udalosti, ktorý bol spočítaný na základe veľkosti údolia La Orotava, bol stanovený na 30-50 km³ (podľa SEISDEDOS et al., 2012).

3.6. LA PALMA, KANÁRSKE OSTROVY

Ostrov La Palma je so svojou rozlohou 708 km² piaty najväčší a zároveň druhý najvyšší ostrov Kanárskych ostrovov. Nachádza sa v západnej časti súostrovia severne od ostrova El Hierro. Najvyšším bodom ostrova je vrchol Roque de los Muchachos s výškou 2 426 m n. m. nachádzajúci sa v kaldere vulkánu Taburiente. Hlavným mestom a administratívnym centrom ostrova je mesto Santa Cruz de La Palma.

Podobne ako ostrov El Hierro aj ostrov La Palma sa nachádza v juvenilnej fáze svojho vývoja a so svojim odhadovaným vekom 1,7 Ma je druhým najmladším z Kanárskych ostrovov. Stratigraficky sa ostrov La Palma skladá z dvoch výrazne odlišných genetických častí a to bazálnej časti, ktorá sa vyznačuje bázickými horninami, prevažne bazaltom. Jedná sa ako o podoceánsku časť ostrova tak aj jeho nadoceánsku s vrcholom jednotky na úrovni okolo 1 300 m n. m. Druhá, vrchná časť ostrova sa skladá z dvoch výrazných jednotiek a to severného štítu, tvoreného troma prekrývajúcimi sa vulkánmi a chrbta Cumbre Vieja, ktorý sa spája s významnou vulkanickou aktivitou v posledných 500 rokoch. Geologický profil ostrova obsahuje mimo výlevné horniny aj viacero vrstiev epiklastických konglomerátov a depozitov

brekcií (obr. č. 10). Predpokladá sa, že práve tento materiál má pôvod v minimálne troch obrích svahových deformáciách, ktoré vznikli pri kolapse jednotlivých vulkánov. Ich odhadovaný vek bol stanovený na 1,2 Ma u najstaršieho z nich a 0,55 Ma u najmladšieho. Tieto udalosti potvrdzuje aj to, že na podmorských svahoch ostrova sa nachádzajú hrubé vrstvy uloženín blokovobahenných lavín (podľa COLMENERO et al., 2012). MASSON et al. (2002) identifikoval na východnej strane podmorských svahov ostrova depozity blokovobahenných lavín s plochou približne 1 000 km².



Obrázok č. 10: Geologický profil v mieste Caldera de Taburiente, na ktorom je možné vidieť depozity jednotlivých svahových deformácií spojených s kolapsami vulkánov na ostrove La Palma

zdroj: COLMENERO, J., R., et al., 2012 (upravené autorom)

4. OBRIE SVAHOVÉ DEFORMÁCIE NA OSTROVE EL HIERRO

Ostrov El Hierro bol, podobne ako v prípade ostatných ostrovov patriacich do Makaronézie, vo svojej histórii postihnutý viacerými obrími svahovými deformáciami. Výskyt týchto udalostí je spojený s geologickým vývojom ostrova, ktorý je výrazne predisponovaný jeho riftovou stavbou. Z geomorfologických prvkov viditeľných v dnešnej dobe bolo možné popísať minimálne 6 takýchto udalostí. Tri z nich patria v porovnaní s ostatnými dvoma k výrazne väčším udalostiam z hľadiska množstva premiestneného materiálu. Konkrétne sa jedná o tieto 3 obrie svahové deformácie: kolaps jednotky Tiñor, kolaps jednotky El Golfo, a svahový pohyb El Julian.

4.1. KOLAPS JEDNOTKY TIÑOR

Obria svahová deformácia spôsobená kolapsom jednotky Tiñor je spomedzi štyroch vyššie spomínaných svahových pohybov najstaršou zatiaľ zdokumentovanou udalosťou, ktorá sa stala na ostrove El Hierro. CARRACEDO (2008) vo svojej publikácii tvrdí, že vek tohto zosuvu je zhruba 880 ka. V danom čase kolaps jednotky Tiñor s vysokou pravdepodobnosťou zlikvidoval väčšiu časť ostrova, tvorenú práve týmto vulkánom. Výsledná odlučná oblasť tejto svahovej deformácie bola vyplnená v ďalších obdobiach svojho geologického vývoja materiálom z vulkanickej aktivity druhej genetickej jednotky tvoriacej ostrov – vulkánu El Golfo a riftového vulkanizmu. Sonarovým výskumom však materiál z kolapsu jednotky Tiñor nebol identifikovaný. To je však spôsobené práve tým, že odlučnú oblasť po tomto zosuve vyplnil vulkanický materiál z jednotky El Golfo aorské dno prekryli sedimenty z jej kolapsu. Aj napriek absencii materiálu, ktorý by mohol jednoznačne potvrdiť vek tejto svahovej deformácie, je možné na základe datovaného zloženia subaerálnej časti ostrova (obr. č. 4) zistiť to, že východná časť ostrova je výrazne staršia oproti časti západnej. To bolo dokázané aj pomocou datovania vo vodovodnom privádzači, ktorý prechádza kolmo naprieč celou severozápadnou časťou ostrova, a tak určiť to, že materiál nachádzajúci sa v predpokladanej odlučnej oblasti tejto svahovej deformácie je starý najmenej 545 ka. To zároveň znamená to, že samotný kolaps jednotky musí byť starší (podľa CARRACEDO, 2008).

4.2. KOLAPS JEDNOTKY EL GOLFO

Blokovobahenná lavína spôsobená kolapsom jednotky El Golfo, ktorej odlučná oblasť sa nachádza v severozápadnej časti ostrova El Hierro je najmladšia, svojou výraznou výškou cez 1000 m a 15 km šírkou (nadmorská časť) najjednoduchšie definovaná a zároveň spomedzi podobných javov na Kanárskych ostrovoch aj najlepšie popísaná. Svojim dosahom viac ako 65 km do oceánu, objemom premiestneného materiálu pohybujúcim sa okolo 150-180 km³, akumulácnou zónou na oceánskom dne o rozlohe až 1 500 km² a dosahom až do hĺbky zhruba 3 000-3 200 m pod hladinu oceánu sa radí zároveň medzi najväčšie takéto javy zaznamenané v oblasti Makaronézie. Akumulačná zóna pod hladinou oceánu je charakteristická rovnomernou sedimentáciou s výskytom prudkých, až 600 m vysokých zrázov a prítomnosťou veľkých blokov horniny s výškou až 300 m a šírkou približne 1,2 km. Tieto bloky sú nerovnomerne rozmiestnené čo patrí medzi jednu z charakteristických vlastností podmorských akumuláčných zón takýchto obrích svahových deformácií. Analýzou materiálu zo sedimentov turbiditných prúdov spôsobených práve presunom veľkého objemu materiálu zo svahov ostrova bolo datované spustenie tejto blokovobahennej lavíny do obdobia pred približne 13-17 ka čo zodpovedá približne vrcholu posledného glaciálneho maxima, Würm. Analýza materiálu z povrchu ostrova však predkladá vek tejto lavíny ako omnoho vyšší a zaradzuje ho do intervalu pred 100-130 ka čo by približne zodpovedalo glaciálnemu obdobiu Riss. Pod hladinou sa však nenachádzajú žiadne dôkazy o takto starom kolapse v mieste odlučnej oblasti El Golfo (podľa MASSON et al., 2002). LONGPRÉ (2011) vo svojom článku však tvrdí, že aj napriek tomu, že sa jedná o najsúčasnejšiu obriu svahovú deformáciu na ostrove El Hierro, tak jej vek získaný datovaním lávových prúdov z vysokých nadmorských výšok vo vrchnej časti odlučnej hrany je z intervalu 87 ± 8 ka až 39 ± 13 ka. CARRACEDO (2008) naopak predpokladá, že v mieste odlučnej oblasti ktorú vidíme dnes (obr. č. 11), sa odohralo viac podobných obrích svahových deformácií a to minimálne dva vo vyššie spomínaných obdobiach glaciálnych maxím. Tento fakt je zaujímavý aj z toho pohľadu, že v obdobiach glaciálnych maxím bola hladina oceánov podstatne nižšie, čo mohlo hrať významnú rolu pri vzniku týchto nestabilit nie len v prípade ostrova El Hierro.



Obrázok č. 11: Údolie El Golfo vytvorené viacerými tzv. obrími zosuvmi

zdroj: archív autora (2017)

4.3. SVAHOVÝ POHYB (POKLES) EL JULAN

Táto obria svahová deformácia bola interpretovaná ako prvá pri sonarovom skenovaní podmorských brehov ostrova El Hierro. Výsledky komplexného prieskumu prevedeného práve pomocou sonaru a podmorskej batymetrie ukázali v oblasti pod odľučnou oblasťou tejto deformácie pomerne chaotické akumulácie uloženín, miestami až 300 m mocných. Zároveň výsledky zo sonaru ukázali to, že v akumulačnej zóne obrej svahovej deformácie El Julian sa nachádza minimum veľkých blokov horniny oproti napríklad akumulačnej zóne po kolapse jednotky El Golfo. V niektorých prípadoch sa navyše jedná o bloky kónického tvaru, takže sa predpokladá, že sa jedná o postzosuvné vulkanické formy, pravdepodobný podmorský ekvivalent menších vulkanických kužeľov nachádzajúcich sa na dnešnom povrchu ostrova El Hierro patriacich pravdepodobne k recentne aktívnym prejavom riftovej oblasti. Vekové datovanie výlevov lávy, ktorá sa nachádza v odľučnej ploche po tejto obrej svahovej deformácii prinieslo výsledky o tom, že samotný proces musí byť starší ako 158 ± 4 ka. Predpokladá sa, že absencia väčšieho množstva veľkých blokov v akumulačnej zóne tohto pohybu je spôsobená tým, že celá masa premiestneného materiálu zostala pomerne neporušená a preto sa môže jednať o prudký pokles a nie blokovobahennú lavínu respektíve obriu svahovú deformáciu (podľa MASSON et al., 2002). Druhým možným vysvetlením tohto fenoménu je to, že akumulačná zóna po samotnej obrej svahovej deformácii bola prekrytá materiálom pochádzajúcim z tzv. Saharskej blokovobahennej lavíny. CARRACEDO (2008) tvrdí,

že mocnosť prekrytia akumuláčnej zóny sa pohybuje v rozmedzí od 10 do 12 m. To zároveň taktiež potvrdzuje to, že vek tejto blokovobahennej lavíny je vyšší ako 158 ka a podľa TROLL a CARRACEDO (2016) sa pohybuje až na úrovni okolo 600 ka a môže sa tak jednať o deformáciu staršiu ako je kolaps jednotky El Golfo.

4.4. ZLOM SAN ANDRÉS

Zlom San Andrés nachádzajúci sa v juhovýchodnej časti ostrova El Hierro je jediným príkladom prerušenej respektíve zabrzdenej obrej svahovej deformácie na Kanárskych ostrovoch. Podobný reliéfny prvok je na vulkanických ostrovoch podobného typu výnimočný, nakoľko sa jedna o obrovský blok – časť ostrova – ktorý sa čiastočne zosunul, no následne zostal zakotvený, čo znemožnilo jeho ďalší pohyb. Vek tohto nedokončeného kolapsového pohybu bol stanovený na minimálne 145 ka. To bolo možné vďaka tomu, že niektoré ťahové trhliny, ktoré sa po čiastočnom pohybe v oblasti dnešnej zlomovej plochy objavili, boli prekryté lávovými tokmi. Samotný zlom má severovýchodný smer, dĺžku približne 10 km a jeho sklon je 60-70°. Celkový posun pred zastavením dosiahol zhruba 300 metrov (CARRACEDO et al., 1997) čo je viditeľné na čiastočne odkrytej zlomovej ploche (obr. č. 12), na ktorej sú zreteľné stopy po trení. Vznik tohto pseudobazaltového skla svedčí o tom, že sa jednalo o veľmi rýchly a vysokoenergetický proces. Na oceánskom dne sa však podľa sonarového snímkovania nachádzajú postzosuvné sedimenty. To je vysvetľované práve tým, že suchozemská časť bloku bola pevne zachytená a v pohybe pokračovala, ako je znázornené na obrázku č. 2, len určitá časť tohto pôvodne rozposybovaného bloku. Otázne je však to, prečo pri omnoho mladšom a väčšom kolapse, kolapse jednotky El Golfo, ktorý vyvolal svojim pohybom pravdepodobne výrazné otrasy na celom ostrove, nedošlo k žiadnej reakcii zachyteného bloku pod zlomovou plochou San Andrés. Samotný kolaps jednotky El Golfo vyvolal len menší zosuv v oblasti Las Playas, ktorý mu približne vekovo zodpovedá (podľa CARRACEDO, 2008). Tento zlom je v súčasnosti monitorovaný a na jeho príklade bolo v rámci tejto diplomovej práce prevádzané modelovanie stability svahu a laboratórne skúšky na materiáli z troch miest samotného zlomu, respektíve zlomovej plochy.



Obrázok č. 12: Čiastočne odkrytá zlomová plocha u miestnej komunikácie na ostrove El Hierro, červenými bodmi sú zobrazené približné miesta odberu vzoriek zemín pre laboratórne skúšky

zdroj: archív autora (2017)

5. RECENTNÉ POHYBY NA ZLOME SAN ANDRÉS

Na zlome San Andrés na ostrove El Hierro sú od februára roku 2013 monitorované trojsmerné pohyby v jeho troch častiach prístrojmi TM-71 (obr. č. 13) označenými HIE1, HIE2 a HIE3, ktoré boli na mieste osadené Ústavom Štruktúry a Mechaniky Hornín Akadémie Vied Českej Republiky (ďalej len ÚSMH AV ČR).

Podľa KLIMEŠ et al. (2016) neboli počas obdobia od 2/2013 do 7/2014 zaznamenané na meracom prístroji HIE1 osadenom zhruba 900 m v štole, ktorá v minulosti slúžila ako

privádzač pitnej vody pre ostrov, žiadne pohyby ani pozdĺž jednej z ôs⁴. Naopak prístroje HIE2, osadený na odkrytej zlomovej ploche u cestnej komunikácie a HIE3 osadený v pobrežnej časti ostrova na rozhraní blokov vykazujú ľavostranné pohyby typu strike slip pozdĺž y-osi. Konkrétne u prístroja HIE2 sa jedná o celkový pohyb 0,22 mm počas celého meraného obdobia a u prístroja HIE3 sa jedná o celkový pohyb 1,1 mm, ktorý sa stabilizoval a nepokračoval od apríla 2014. Pohyb pozdĺž x-ovej osi vykazuje u oboch prístrojov prevažne extenzný pohyb s občasnými kompresnými pohybmi po kratšie časové obdobie, u prístroja HIE3 s výrazným pulzom v priebehu decembra 2013 a to o 0,65 mm. Pozdĺž osi z vykazoval prístroj HIE2 počas celého meraného obdobia generelne stabilitu. U prístroja HIE3 bol pozdĺž rovnakej osi zaznamenaný nepatrný pohyb v smere hore svahom po väčšinu času monitorovania. Zároveň platí, že u oboch prístrojov prevládajú horizontálne pohyby (pozdĺž x-ovej a y-ovej osi) nad vertikálnymi (pozdĺž osi z).



Obrázok č. 13: Meracie prístroje TM-71 monitorujúce recentné pohyby na zlome San Andrés na ostrove El Hierro a detailný pohľad na odkrytú šmykovú plochu

rezdroj: KLIMEŠ, J., et al., 2016 (upravené autorom)

⁴ Meracím prístrojom HIE1 nebol zaznamenaný žiaden pohyb počas celého obdobia monitoringu až do apríla roku 2018, kedy prebehlo posledné odčítanie dát z meracích prístrojov.

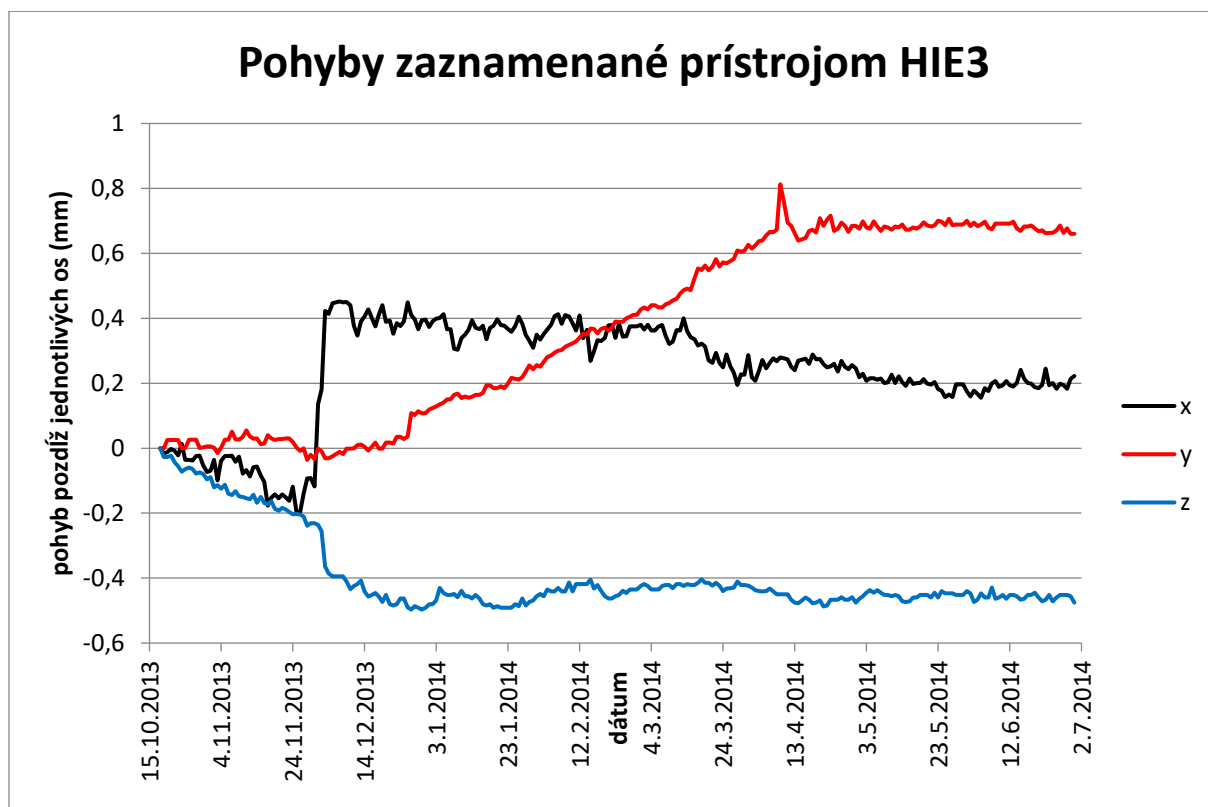
5.1. RECENTNÁ SEIZMICITA V OKOLÍ A NA OSTROVE EL

HIERRO

V období od osadenia meracích prístrojov ÚSMH AV ČR do apríla 2014 na troch miestach zlomu San Andrés bolo v blízkom okolí (do 50 km od osadených meracích prístrojov) zaznamenaných viac ako 600 zemetrasných udalostí, pričom väčšina z nich dosahovala magnitúdo 3,3 a nižšie. Počas decembra 2013 bolo z tohto počtu zaznamenaných viac ako 400 udalostí, pričom najvýraznejší zemetrasný roj bol zaznamenaný v období od 21. do 27. decembra s najsilnejším otrasom 27. decembra 2013 o 17:46 lokálneho času (GMT) s magnitúdom 5,1. Dané zemetrasenie, patriace medzi najsilnejšie prístrojovo zaznamenané zemetrasenia v oblasti súostrovia, malo hypocentrum približne 39 km západne od meracieho prístroja HIE3 v hĺbke 11 km. Prístroj HIE3 (obr. č. 14) zaznamenal počas hore spomínanej najsilnejšej zachytenej zemetrasnej udalosti pohyb typu strike slip pozdĺž osi y o veľkosti 0,08 mm pričom po tomto výraznom skoku (48 h časový úsek) následne pokračoval kontinuálne až do apríla 2014 s celkovým posunom 0,79 mm. V čase najvýraznejšieho zemetrasného roja boli permanentnými stanicami globálneho družicového polohového systému (ďalej len GNSS) zaznamenané vertikálne deformácie ostrova (zdvih) na úrovni 70 mm a horizontálne deformácie v severnom smere na úrovni 40 mm. Na základe týchto dát je možné povedať, že sa jednalo o zemetrasenie s magnitúdom na úrovni, ktorá jednoznačne ovplyvnila stabilitné pomery ostrova a tak aj samotnú svahovú deformáciu San Andrés. Na základe tejto udalosti a jej korelácie so zaznamenanými pohybmi na prístroji HIE3, budú tieto dáta použité ako vstup do modelovania stability svahu s ohľadom na porušenie stability z dôvodu seizmického pôsobenia na daný svah.

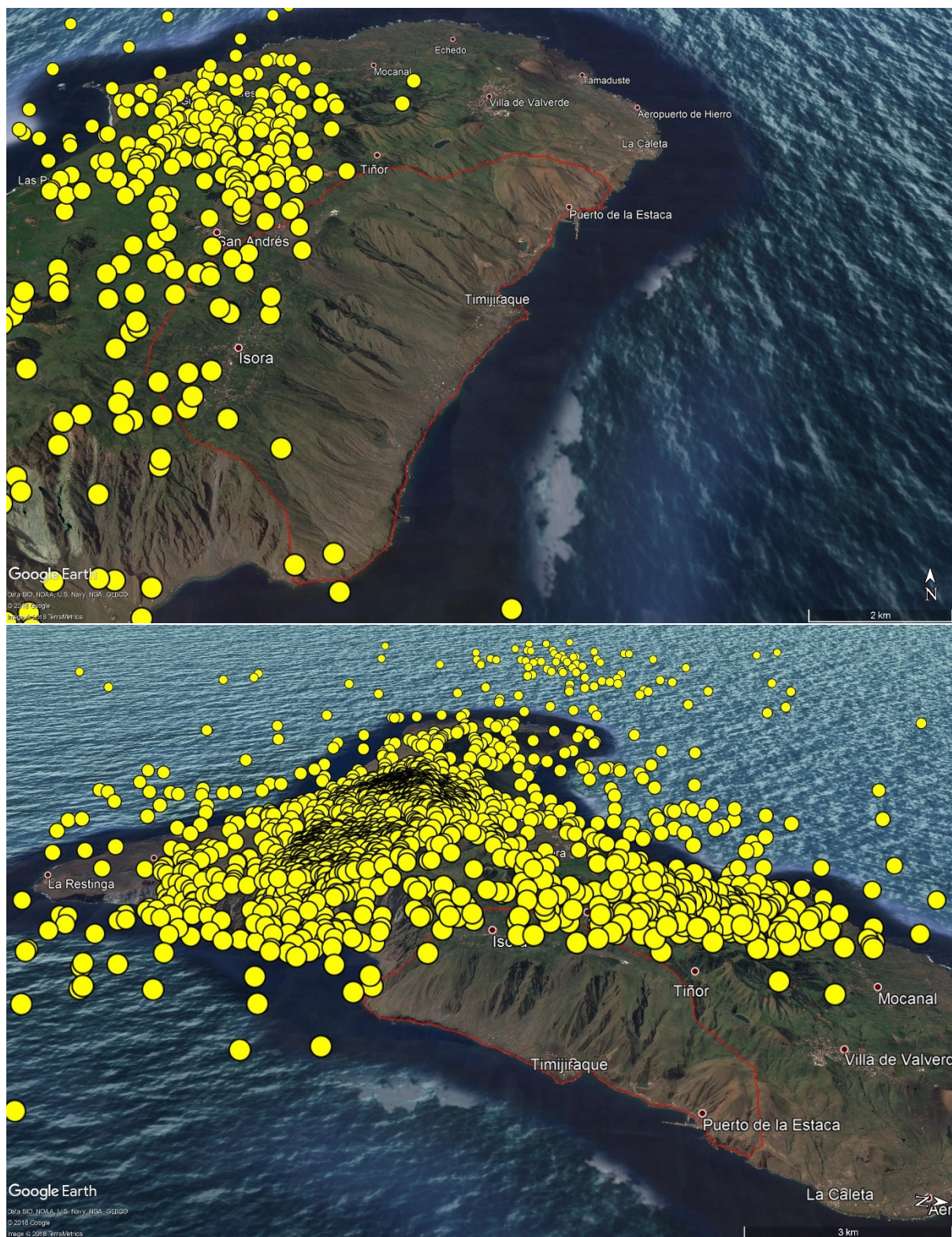
Značná väčšina z celkového počtu viac ako 600 zemetrasných udalostí mala epicentrum mimo oblasť ostrova ohraničenú zlomom San Andrés (obr. č. 14.1), pričom všetky otrasy, ktoré mali epicentrum v oblasti vymedzenej zlomom mali svoje hypocentrum mimo predpokladané telo svahového pohybu v značných hĺbkach (>10 km). Na základe toho je možno predpokladať, že samotné telo prerušenej svahovej deformácie je oddelené od ostrova čo je spôsobené práve pohybom pozdĺž terajšej zlomovej plochy. Na základe tohto zistenia môžeme pre potreby modelovania počítať s presne definovanou šmykovou plochou. Nakoľko sa jedná o pohyb typu "slump", ktorý je charakteristický šmykovými plochami vo väčších hĺbkach, bol v prípade

svahovej deformácie u zlomu San Andrés zvolený konzervatívnejší prístup s maximálnou hĺbkou šmykovej plochy 2 km pod povrchom ostrova.



Obrázok č. 14: Dáta namerané prístrojom HIE3 v období najsilnejšej seizmickej aktivity. Výrazné pohyby pozdĺž x-ovej a z-ovej osi začiatkom 12/2013 boli spôsobené výraznou zrážkovou udalosťou

zdroj: BLAHŮT, J., 2018 (osobné predanie, upravené autorom)



Obrázok č. 14.1: Vzťah bloku ohraničeného zlomom San Andrés a výskytom zemetrasení (bod znázorňuje epicentrum)

zdroj: BLAHŮT, J., 2018 (osobné predanie, upravené autorom)

6. LABORATÓRNY ROZBOR ZEMÍN

Pre účely modelovania stability svahu v študovanej oblasti zlomu San Andrés na ostrove El Hierro som urobil skúšky v laboratóriu mechaniky zemín na troch rôznych vzorkách zeminy (obr. č. 13). Vzorka zeminy označená ako H1 bola odobraná zo spodnej časti zlomovej plochy, vzorka zeminy s označením H2 bola odobraná z výplne nachádzajúcej sa medzi zlomovými plochami a vzorka zeminy označená ako H3 bola odobraná z hornej časti zlomu. Vzorky zeminy odobral na mieste Dr. Jan Blahůt. Na všetkých vzorkách som urobil zrnitosnú analýzu zeminy pozostávajúcu z hustomernej skúšky a premývania a následného preosievania zeminy. Na základe výsledkov týchto skúšok som následne urobil opäť na všetkých vzorkách skúšky v translačnom šmykovom prístroji. Jednotlivé postupy a výsledky vyššie spomenutých skúšok sú rozobrané v nasledujúcich podkapitolách.

6.1. ZRNITOSTNÁ ANALÝZA ZEMINY

Zrnitosný rozbor všetkých troch vzoriek zeminy prebiehal v akreditovanom laboratóriu mechaniky zemín súkromnej spoločnosti 4G consite s.r.o. so sídlom v ulici Šlikova 406/29 v Prahe, Břevnově. Samotné skúšky prebiehali podľa postupov uvedených v norme číslo **ČSN CEN ISO/TS 17892 – Geotechnický průzkum a zkoušení – Laboratorní zkoušení zemín – Část 4: Stanovení zrnitosti zemín.**

Pre potreby hustomernej analýzy zeminy sa každá vzorka namočila do dispergačného činidla – roztoku hexametafosforečnanu sodného (40 g/l), kde na ňu po dobu 24 hodín za viacnásobnej homogenizácie daný roztok pôsobil. Následne som každú vzorku premyl destilovanou vodou na site s priemerom oka 0,063 mm pričom bol zachytený všetok materiál, ktorý sitom prepadol. Premytý materiál sa preliat do skalibrovaného odmerného valca s objemom 1 liter v ktorom prebiehalo meranie hustoty roztoku pomocou hustomeru a doplnil sa destilovanou vodou tak, aby sa v odmernom valci nachádzal presne 1 liter suspenzie. Zároveň s meraním hustoty suspenzie vzniknutej z destilovanej vody a prepadu na site 0,063 mm sa meral aj referenčný roztok v samostatnom kalibrovanom odmernom valci. Po rozmiešaní suspenzie v odmernom valci meranie prebiehalo v nasledujúcich intervaloch: prvé meranie po 1 minúte, druhé po 2 minútach, ďalšie merania po 4, 6, 10, 30, 60 minútach, 4, 8 a 24 hodinách. Materiál zachytený na site 0,063 mm sa nechal vysušiť a následne sa jeho

zvyšok preosial na sústave sít. Namerané hodnoty boli následne pripočítané k výsledkom preosievania zeminy.

Preosievanie zeminy prebiehalo na jednotlivých vzorkách nasledovne. Po vysušení vzoriek zeminy boli vzhľadom k vizuálnemu posúdeniu zeminy odobrané reprezentatívne vzorky v množstve potrebnom pre normatívne zatriedenie daného vzorku. Vzorky som vizuálne zatriedil ako piesok s prímiesou jemnozrnnej zeminy až piesok hlinitý a gramáž vzoriek pre preosievanie som následne zvolil v intervale 202,97 - 244,64 g suchej zeminy. Vzorky boli namočené do dispergačného činidla, v tomto prípade do vody po dobu 24 hodín. Následne som vzorky premyl na site s veľkosťou oka 0,063 mm pričom v tomto prípade bol zachytený všetok materiál na site s veľkosťou oka 0,063 mm, častice ktoré sitom prepadli neboli pre potreby preosievania použité. Po premytí vzorku bola oddelená zemina následne vysušená a po vychladnutí na teplotu miestnosti bola následne so zvyškom zeminy z hustomernej skúšky preosievaná na sústave sít s priemermi oka 8; 4; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,125 a 0,063 mm. Zemina zachytená na každom site bola zvážená a zo zaznamenaných hodnôt a hodnôt, ktoré boli zmerané hustomerom, bola vytvorená krivka zrnitosti a zatriedenie zeminy na základe firemného makra pre zrnitostnú analýzu.

6.1.1. KRIVKY ZRNITOSTI A ZATRIEDENIE ZEMÍN

Komplexnou zrnitostnou analýzou boli jednotlivé vzorky vo všetkých troch prípadoch podľa normy ČSN 73 6133 a normy ČSN P 73 1005 zatriedené ako piesok hlinitý – S4 SM. Podľa normy ČSN EN 14 688-2 boli vzorky zo spodnej časti zlomu zatriedené ako grclSa, z výplne zlomu zatriedené ako grsiSa a z hornej časti zlomu ako clSa. Najväčší podiel jemnozrnnej frakcie (Cl+Si) bol s hodnotou 30,6 % zistený vo vzorke H3 z hornej časti zlomu.

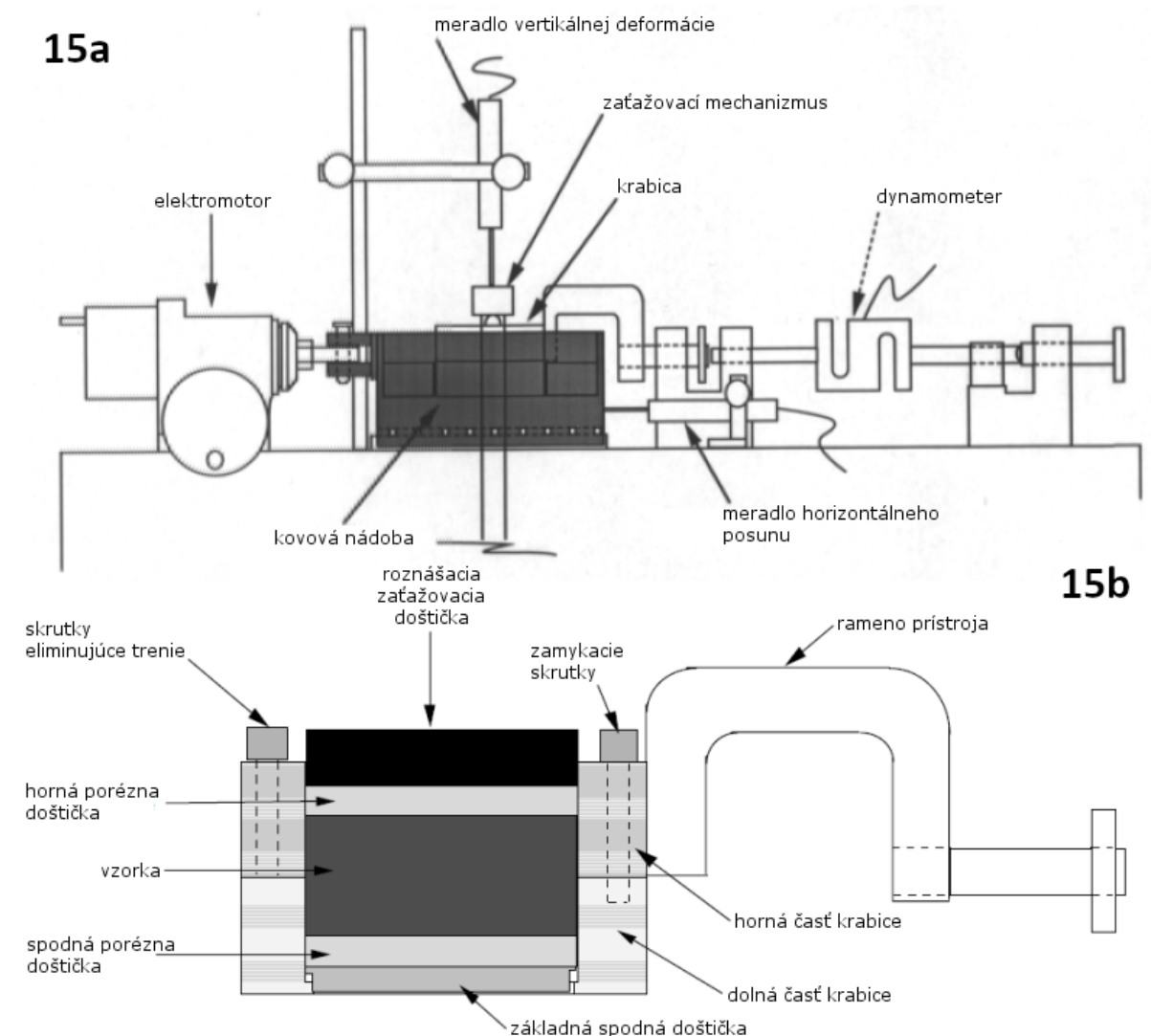
Protokoly z vykonaných skúšok s krivkami zrnitosti a nameranými dátami sa nachádzajú v PRÍLOHE č. 2.

6.2. SKÚŠKA V TRANSLAČNOM ŠMYKOVOM PRÍSTROJI

Všetky skúšky v translačnom šmykovom prístroji som urobil v laboratóriu mechaniky zemín Ústavu hydrogeológie, inžinierskej geológie a užitej geofyziky nachádzajúcom sa v budove dekanátu Prírodovedeckej fakulty Univerzity Karlovej na Albertove 6. Pre tento typ

skúšok sa v laboratóriu mechaniky zemín nachádza translačný šmykový prístroj, ktorý bol vyrobený britskou firmou VJ Tech Limited.

Samotný prístroj sa skladá, ako je možné vidieť na obrázku č. 15a, z elektromotora, samotnej krabice zloženej z dvoch častí – hornej a dolnej, kovovej nádoby v ktorej je vzorka uložená, zaťažovacieho mechanizmu, meradla vertikálnej deformácie (stlačenia vzorku), meradla horizontálneho posunu krabice a dynamometra, ktorý meria šmykovú silu a ktorý je prichytený jednak k telu prístroja ale aj k hornej časti šmykovej krabice.



Obrázok č. 15 a, b: Schéma usporiadania translačného šmykového prístroja (14a) a vzorky v ňom osadenej (14b).

zdroj: OLSON, R., E., 1989 a JIUNNREN, L., 2004 (upravené autorom)

Rekonštituovaná vzorka sa do krabice vkladá tak, že najprv je potrebné napevno spojiť hornú a dolnú časť krabice, osadiť základnú spodnú doštičku, poréznu doštičku, filtračný

papier zabraňujúci zanášaniam poréznej doštičky a perforovanú spodnú doštičku. Na takto usporiadanú sústavu sa vloží rekonštituovaná vzorka, ktorá sa následne prekryje perforovanou vrchnou doštičkou, filtračným papierom, poréznu doštičkou a roznášacou zaťažovacíou doštičkou. Schéma usporiadania vzorku v translačnom šmykovom prístroji je znázornená na obrázku č. 15b – nie sú na ňom znázornené perforované doštičky medzi vzorkou a poréznymi doštičkami ani filtračné papiere zabraňujúce zanášaniam poréznych doštičiek.

Normálové napätie je na vzorku v prístroji prenášané pomocou pákového mechanizmu pracujúceho v pomere 1:10. To znamená, že pri ploche vzorku $28,27 \text{ cm}^2$ (polomer krabice je 30 mm) vyvodzuje každý kilogram závažia umiestneného na závesnú tyč normálové napätie o veľkosti 35 kPa. V priebehu skúšky je pomocou dynamometra meraná šmykom spôsobená šmyková sila, vertikálna deformácia vzorku a samotný posun krabice (podľa MUŽÍK, 2014).

V prípade merania v translačnom krabicovom prístroji sa ako najčastejší zdroj chýb uvádzajú nepresnosti v meraní šmykovej sily, trenie medzi dvoma časťami krabice a trenie medzi spojovacou tyčou a konštrukciou prístroja (podľa MUŽÍK, 2014). Preto medzi každými dvoma meraniami (po skončení jedného zaťažovacieho cyklu a pred začatím ďalšieho zaťažovacieho cyklu) som urobil kalibráciu dynamometra merajúceho šmykovú silu a to nasledovne: Dynamometer som odmontoval od konštrukcie prístroja a postupne som ho zaťažoval v deviatich zaťažovacích cykloch závažiami. Pre každý zaťažovací cyklus som z displeja dynamometra zaznamenal veľkosť jeho deformácie. Z takto získaných hodnôt som následne vyhotovil kalibračné krivky. Kalibračné krivky sa nachádzajú v podkapitolách, ktoré riešia tú konkrétnu skúšanú vzorku.

V translačnom šmykovom prístroji som urobil celkom 9 skúšok podľa normy **ČSN CEN ISO/TS 17892 - Geotechnický průzkum a zkoušení – Laboratorní zkoušení zemín – Část 10: Krabicová smyková zkouška**, na troch vzorkách H1, H2 a H3, ktoré boli zbavené častíc väčších ako 0,5 mm preosiatím cez sito s veľkosťou oka 0,5 mm. Pre každú vzorku sa teda jednalo o tri skúšky pri rôznych úrovniach normálového napätia (50, 100 a 150 kPa), respektíve zaťaženia pákového mechanizmu. Každá skúška prebiehala nasledovne: Po osadení pevne spojenej krabice do kovovej nádoby a jej upevnenia k telu prístroja a dynamometru tak aby nedochádzalo k žiadnym nežiaducim pohybom, ktoré by mohli ovplyvniť výsledky skúšok, bola do krabice vložená skúšaná vzorka rekonštituovanej zeminy. Prípravu rekonštituovanej vzorky môžeme charakterizovať tak, že zo vzorky zeminy je dovlhčením urobená "homogénna" pasta

– zemina je navlhčená tak aby jej vlhkosť bola vyššia ako vlhkosť na medzi tekutosti w_L , následne za stáleho premiešavania je uvedená do stavu “homogénnej” pasty). Po vložení vzorky bol priestor kovovej nádoby naplnený vodou, aby vzorka počas skúšky nevysychala a nedochádzalo tak k ovplyvneniu meraných hodnôt. Následne bola vzorka postupne vo viacerých úrovniach zaťažovaná na požadovanú úroveň normálového napätia. Nakoľko sa v prípade všetkých troch vzoriek jednalo o hrubozrnnú zeminu, nebolo potrebné zaznamenávať priebeh konsolidácie a dopočítavať z neho rýchlosť šmyku vzorku. Normou je zadaná maximálna rýchlosť šmyku pre piesčité (hrubozrnné) zeminy 0,5 mm/min. V tomto prípade bola pre všetky vzorky zvolená rýchlosť šmyku na úrovni 0,1 mm/min. Po ukončení konsolidácie a ustálení vertikálnej deformácie vzorku boli odstránené zamykacie skrutky spájajúce hornú a dolnú časť krabice. Zároveň boli pootočené skrutky zamedzujúce treniu medzi oboma časťami krabice (o polovicu obvodu). Následne bol krabicový prístroj zapnutý. Po ukončení skúšky nebolo možné kvôli veľmi malému množstvu jednotlivých vzoriek (cca 200 g suchého materiálu/vzorka) podľa normy previesť vysušanie a váženie vzorky pre zistenie vlhkosti, ale po jej opätovnom rekonštituovaní boli prevedené skúšky pre ďalšie úrovne normálového napätia. Počas samotnej skúšky boli zaznamenávané každých 30 sekúnd hodnoty z dynamometru a meračov vertikálnej deformácie vzorku a posunu krabice. Šmykové napätie bolo dopočítané z kalibračnej krivky pomocou vzťahu:

$$\tau = \textit{smernica krivky kalibrácie} * \textit{šmyková sila/plocha vzorku}$$

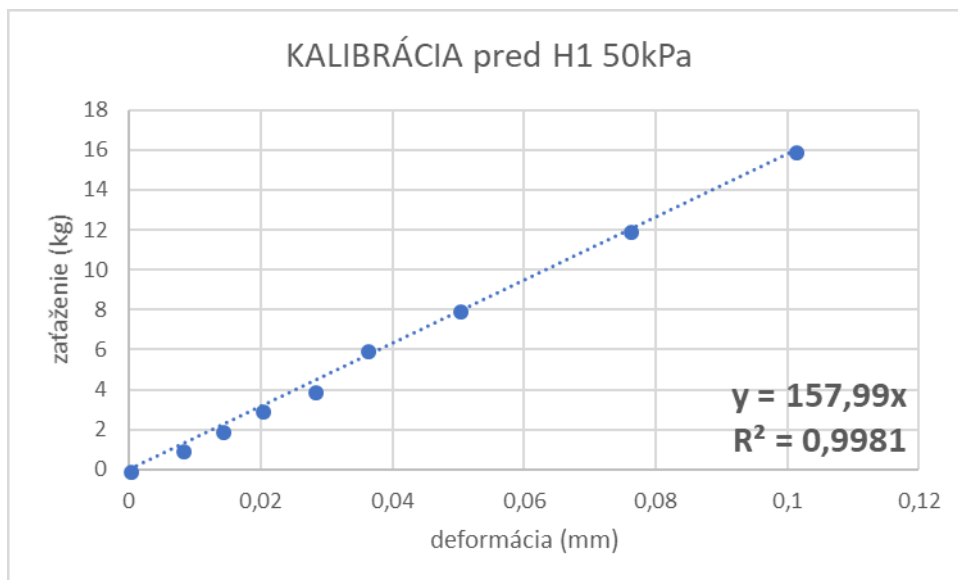
Normálové napätie σ bolo počas celej skúšky konštantné a to na úrovniach 50 kPa, 100 kPa a 150 kPa pre jednotlivé zaťažovacie stupne. Pevnostné parametre zeminy sa získajú zo závislosti šmykového napätia na normálovom napätí a sú uvedené v tabuľkách nachádzajúcich sa na konci kapitol pre tú danú vzorku. Výsledky skúšok pre jednotlivé zaťažovacie stupne sú znázornené v pracovných diagramoch závislosti šmykového napätia na posune krabice. Obálka pevnosti v kritickom stave ako aj kalibračné krivky a pracovné diagramy sa nachádzajú v jednotlivých podkapitolách pre danú vzorku/sériu skúšok.

6.2.1. VÝSLEDKY SÉRIE SKÚŠOK PRE VZORKU H1

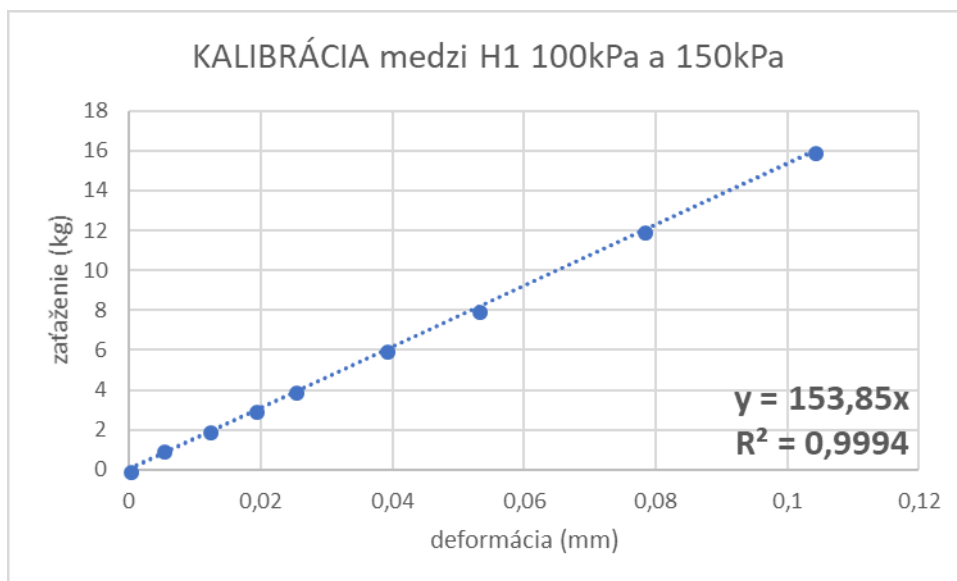
Vzorka H1 zo spodnej časti zlomu bola v translačnom krabicovom šmykovom prístroji skúšaná ako prvá. Pred prvou zaťažovacou vetvou a medzi druhou a tretou zaťažovacou vetvou som zrealizoval kalibrácie dynamometra. Kalibračné hodnoty sa nachádzajú v tabuľke č. 1, kalibračné krivky sa nachádzajú na obrázkoch č. 16a a 16b.

KALIBRÁCIA H1	pred H1 50kPa	medzi H1 100kPa a 150kPa
zaťaženie (kg)	deformácia (mm)	deformácia (mm)
0	0	0
1	0,008	0,005
2	0,014	0,012
3	0,020	0,019
4	0,028	0,025
6	0,036	0,039
8	0,050	0,053
12	0,076	0,078
16	0,101	0,104
smernica priamky	$y=157,99x$	$y=153,85x$
R^2	0,9981	0,9994

Tabuľka č. 1: Namerané hodnoty pri kalibrácii dynamometra pre skúšky na vzorke H1

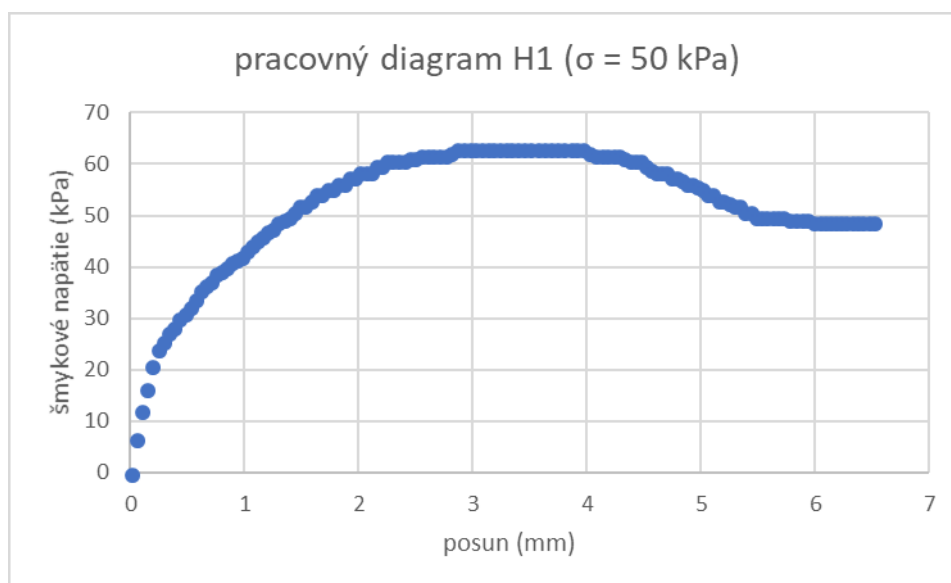


Obrázok č. 16a: Kalibračná krivka pre kalibráciu pred skúškou so $\sigma=50$ kPa



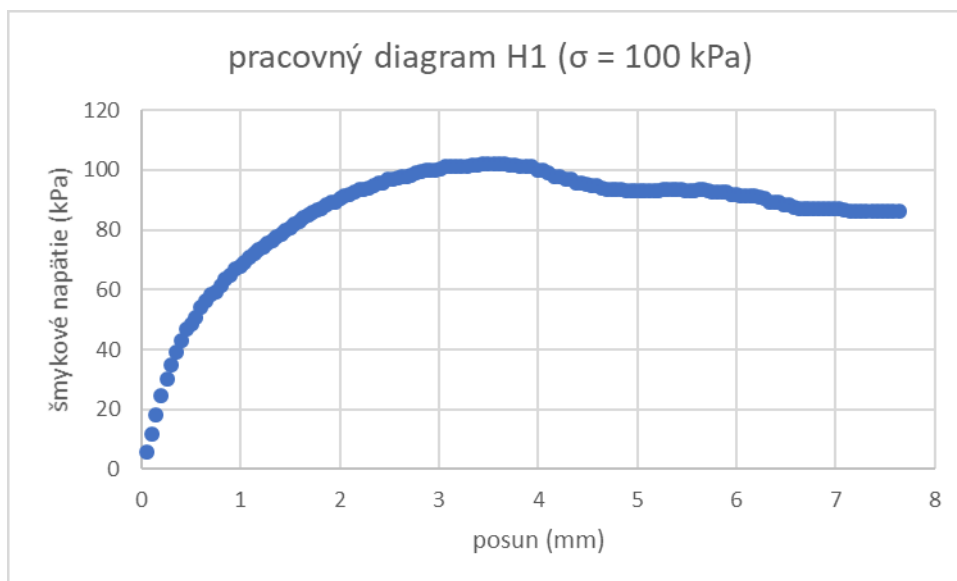
Obrázok č. 16b: Kalibračná krivka pre kalibráciu medzi skúškami so $\sigma=100$ kPa a $\sigma=150$ kPa

Pre potreby vykreslenia obálky pevnosti v kritickom stave bolo potrebné zhotoviť ako výsledok každého zaťažovacieho stupňa zobrazenie závislosti šmykového napätia na posune krabice $\tau: \varepsilon$ z ktorého bola následne zistená hodnota šmykového napätia pre kritický stav zeminy. Pracovné diagramy pre jednotlivé skúšky sa nachádzajú na obrázkoch č. 17a,b,c.



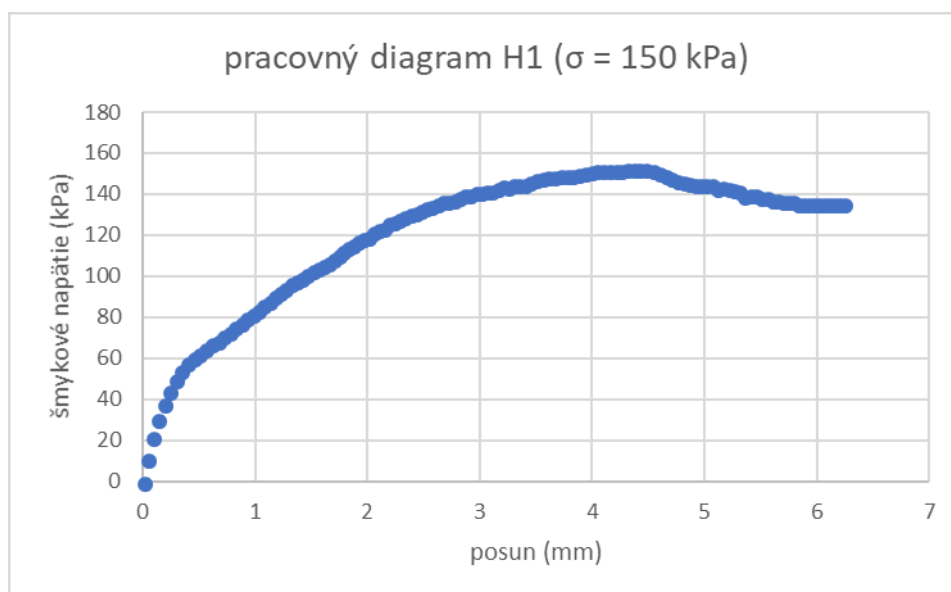
Obrázok č. 17a: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=50$ kPa u vzorky H1

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H1 na prvom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 50$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 48,79$ kPa.



Obrázok č. 17b: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=100$ kPa u vzorky H1

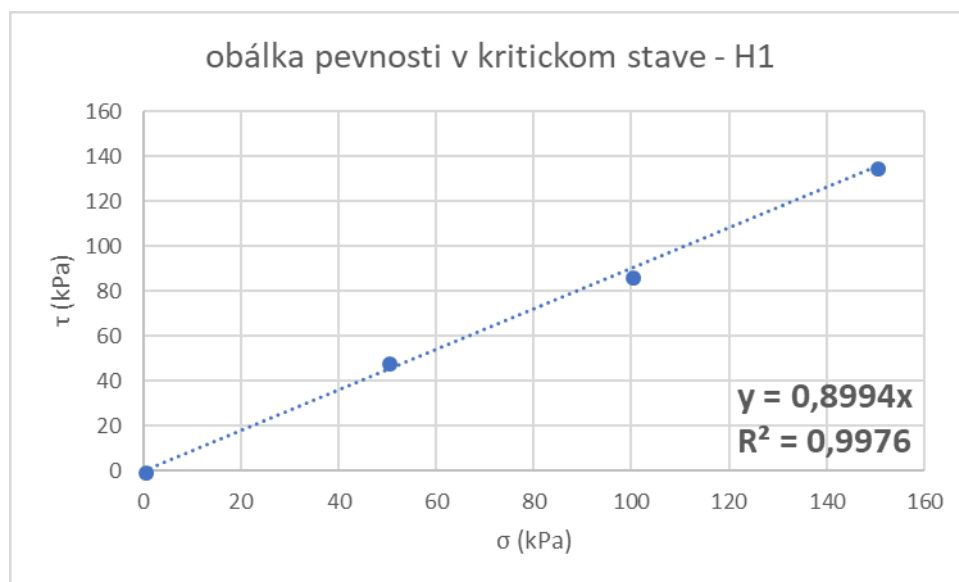
Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H1 na druhom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 100$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 87,01$ kPa.



Obrázok č. 17c: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=150$ kPa u vzorky H1

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H1 na treťom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 150$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 135,58$ kPa.

Výstupom z každej série skúšok bol uhol vnútorného trenia materiálu v kritickom stave. Ten je možné v prípade skúšok v translačnom krabicovom prístroji dostať zo smernice obálky pevnosti v kritickom stave v zobrazení $\tau: \sigma$. Obálka pevnosti v kritickom stave sa nachádza na obrázku č. 18.



Obrázok č. 18: Obálka pevnosti v kritickom stave vzorku H1

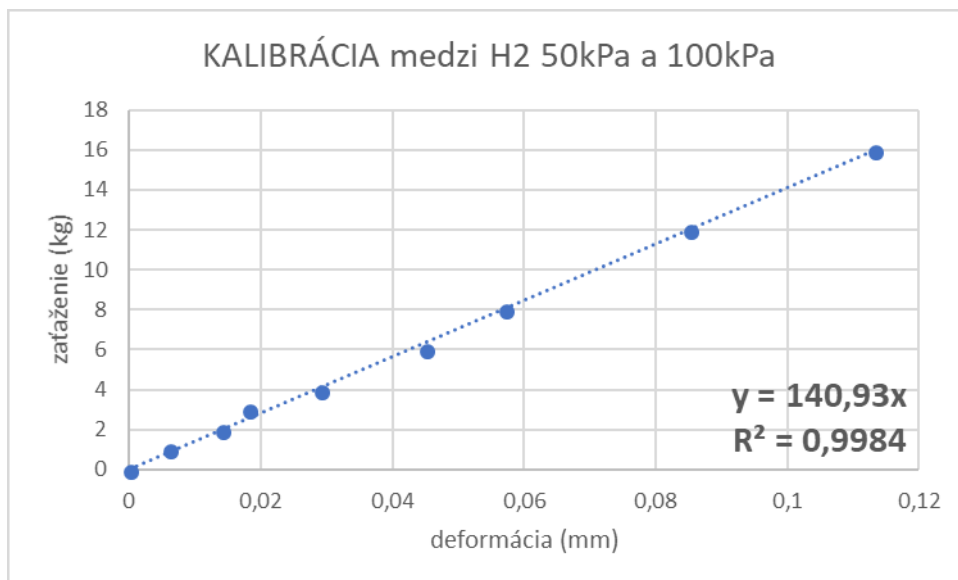
Hodnotu uhlu vnútorného trenia materiálu v kritickom stave som dopočítal zo vzťahu $\varphi_{cr.} = \arctg(y)$. Jeho veľkosť pre vzorku zeminy H1 zo spodnej časti zlomu je $\varphi_{cr.} = 42,0^\circ$.

6.2.2. VÝSLEDKY SÉRIE SKÚŠOK PRE VZORKU H2

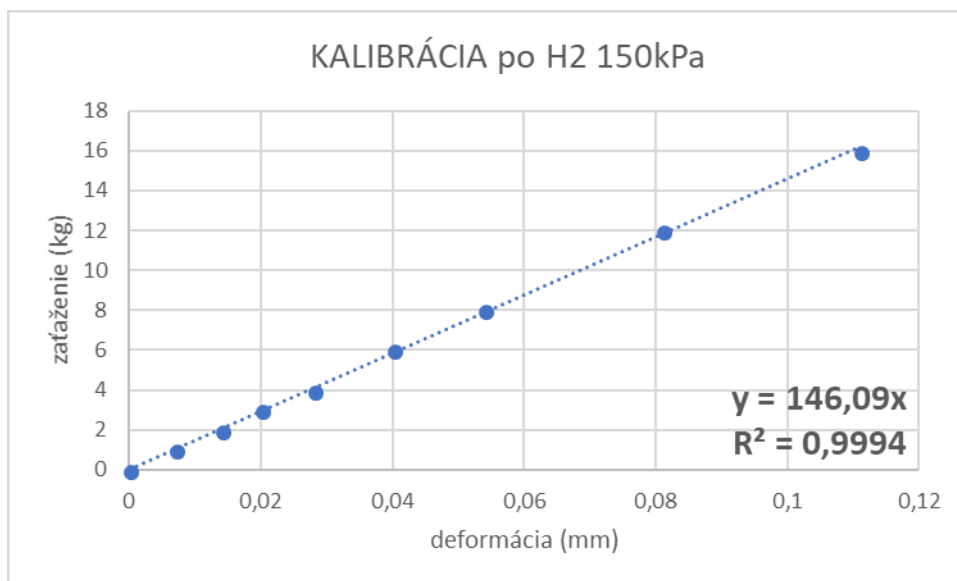
Vzorka H2 z výplne zlomu bola v translačnom krabicovom šmykovom prístroji skúšaná ako druhá. Medzi prvou a druhou zaťažovacou vetvou a po tretej zaťažovacej vetve som zrealizoval kalibrácie dynamometra. Kalibračné hodnoty sa nachádzajú v tabuľke č. 2, kalibračné krivky sa nachádzajú na obrázkoch č. 19a a 19b.

KALIBRÁCIA H2	medzi H2 50kPa a 100kPa	po H2 150kPa
zaťaženie (kg)	deformácia (mm)	deformácia (mm)
0	0	0
1	0,006	0,007
2	0,014	0,014
3	0,018	0,020
4	0,029	0,028
6	0,045	0,040
8	0,057	0,054
12	0,085	0,081
16	0,113	0,111
smernica priamky	$y=140,93x$	$y=146,09x$
R^2	0,9984	0,9994

Tabuľka č. 2: Namerané hodnoty pri kalibrácii dynamometra pre skúšky na vzorke H2

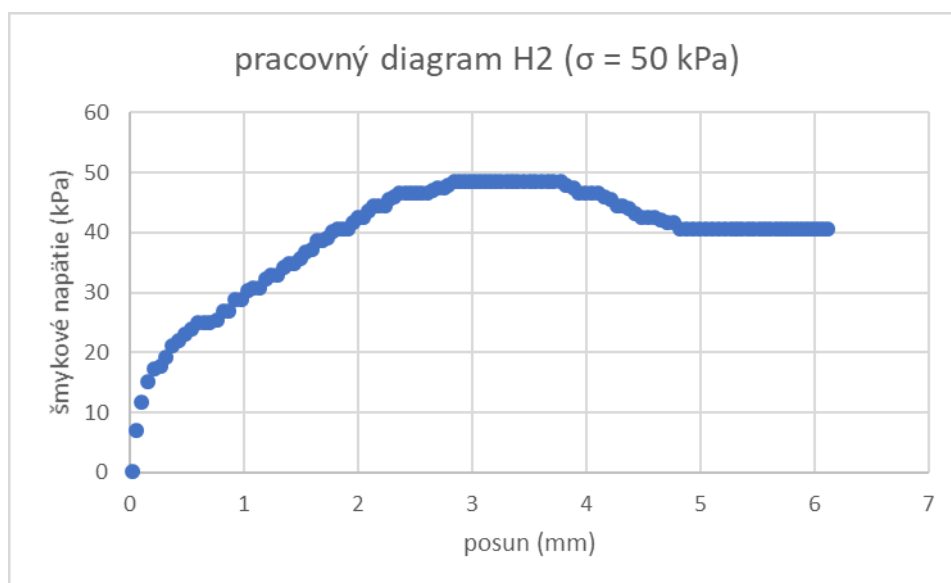


Obrázok č. 19a: Kalibračná krivka pre kalibráciu medzi skúškami so $\sigma=50$ kPa a $\sigma=100$ kPa



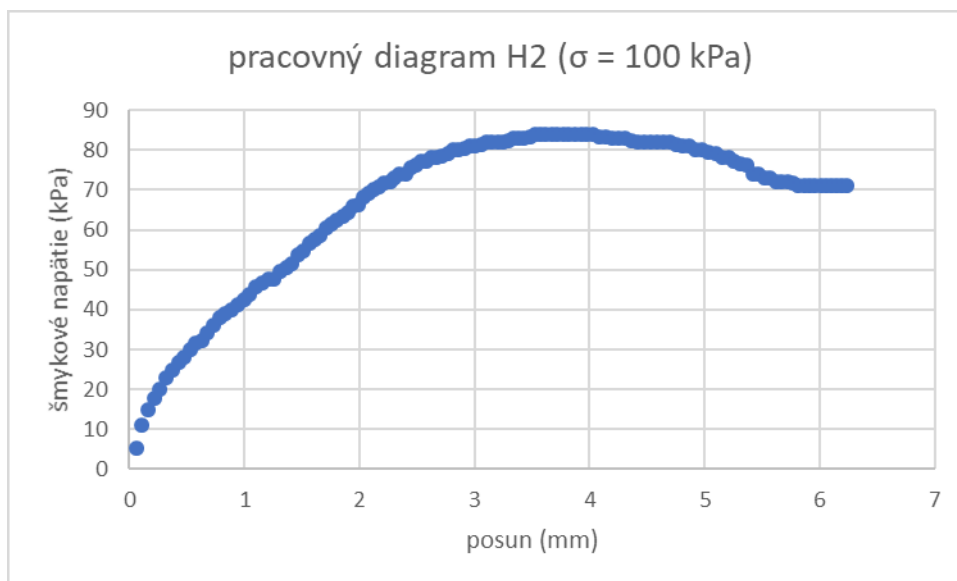
Obrázok č. 19b: Kalibračná krivka pre kalibráciu po skúške so $\sigma=150$ kPa

Pre potreby vykreslenia obálky pevnosti v kritickom stave bolo potrebné zhotoviť ako výsledok každého zaťažovacieho stupňa zobrazenie závislosti šmykového napätia na posune krabice $\tau: \varepsilon$ z ktorého bola následne zistená hodnota šmykového napätia pre kritický stav zeminy. Pracovné diagramy pre jednotlivé skúšky sa nachádzajú na obrázkoch č. 20a,b,c.



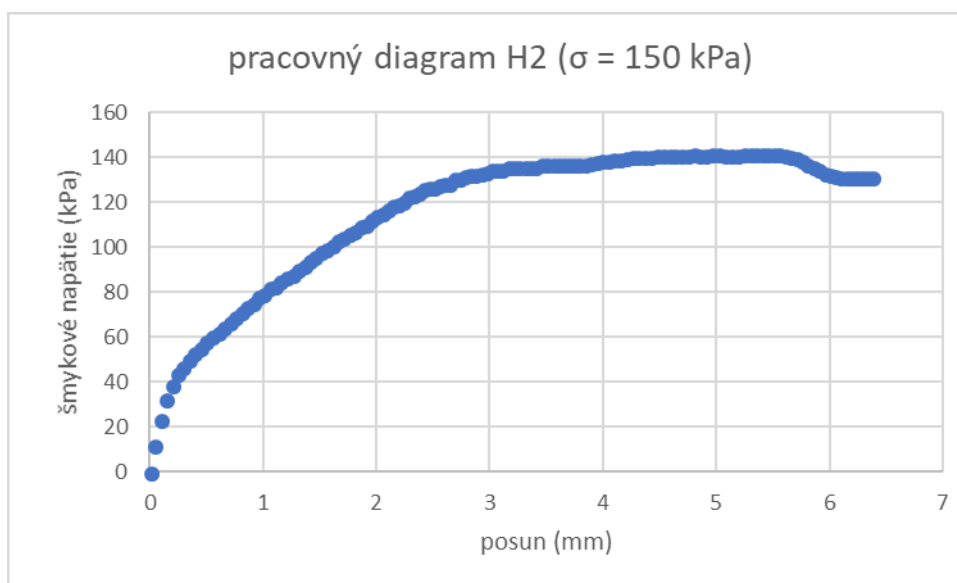
Obrázok č. 20a: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=50$ kPa u vzorky H2

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H2 na prvom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 50$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 41,07$ kPa.



Obrázok č. 20b: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=100$ kPa u vzorky H2

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H2 na druhom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 100$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 71,88$ kPa.

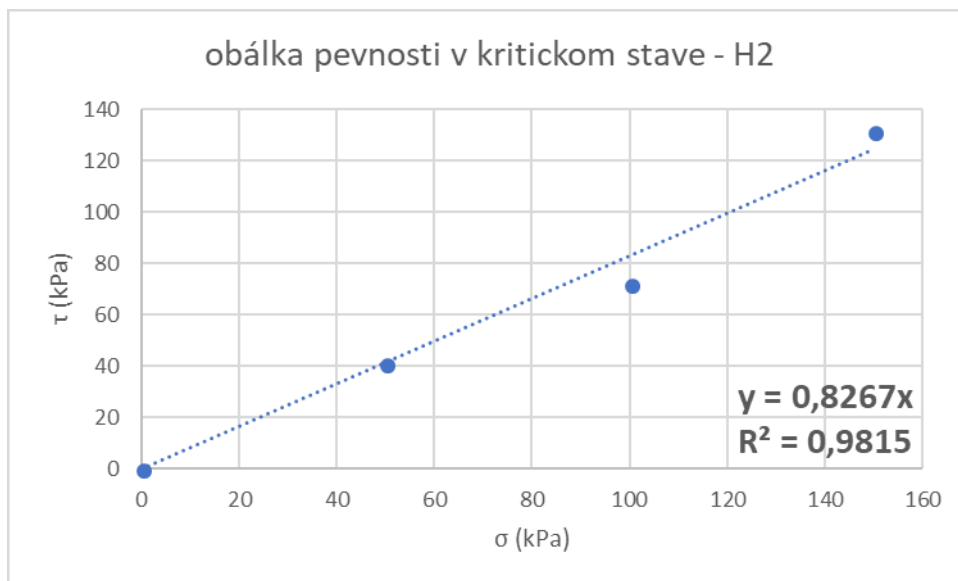


Obrázok č. 20c: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=150$ kPa u vzorky H2

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H2 na treťom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 150$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 131,28$ kPa.

Výstupom z tejto série skúšok bol taktiež uhol vnútorného trenia materiálu v kritickom stave. Ten je možné v prípade skúšok v translačnom krabicovom prístroji dostať zo smernice obálky

pevnosti v kritickom stave v zobrazení $\tau: \sigma$. Obálka pevnosti v kritickom stave sa nachádza na obrázku č. 21.



Obrázok č. 21: Obálka pevnosti v kritickom stave vzorku H2

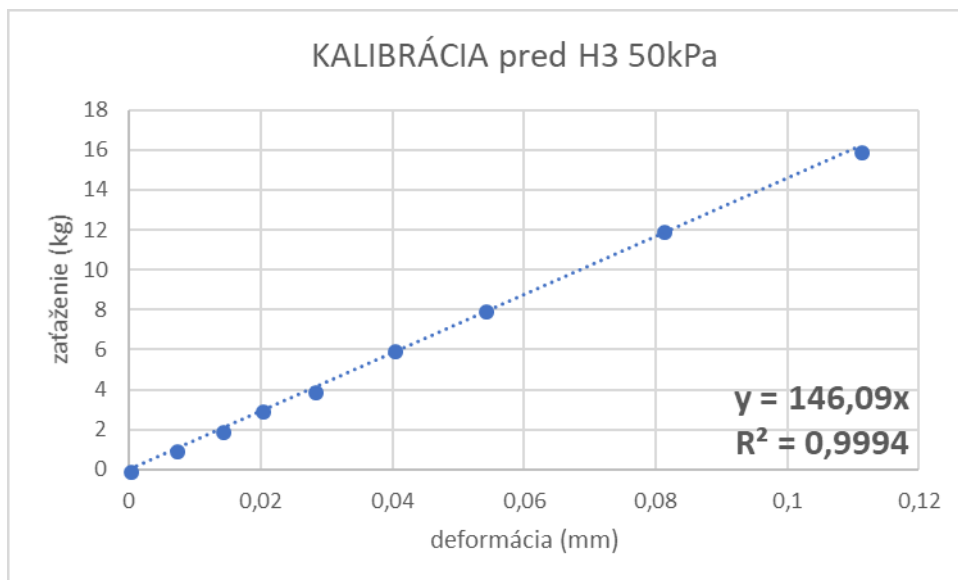
Hodnotu uhlu vnútorného trenia materiálu v kritickom stave som dopočítal zo vzťahu $\varphi_{cr.} = \arctg(y)$. Jeho veľkosť pre vzorku zeminy H2 z výplne zlomu je $\varphi_{cr.} = 39,6^\circ$.

6.2.3. VÝSLEDKY SÉRIE SKÚŠOK PRE VZORKU H3

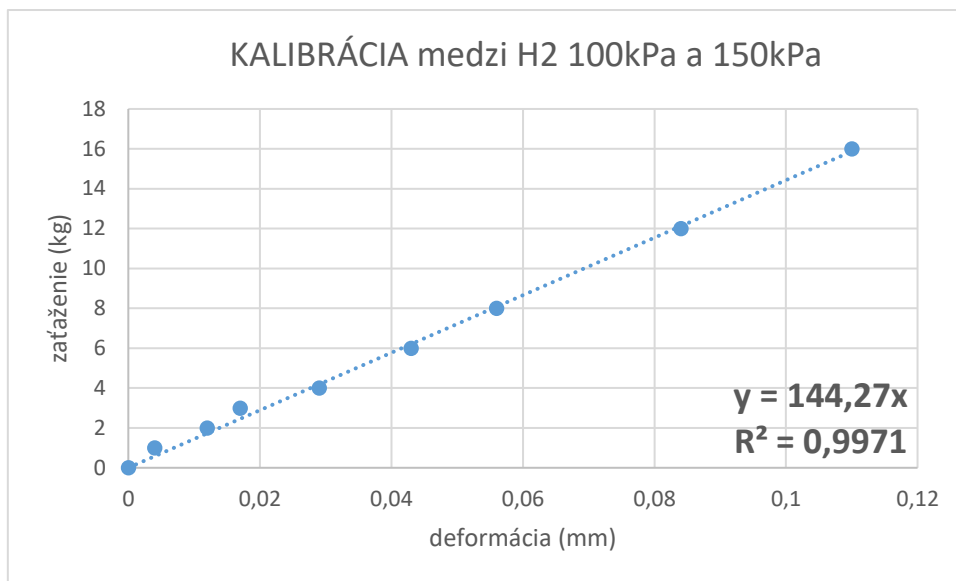
Vzorka H3 z hornej časti zlomu bola v translačnom krabicovom šmykovom prístroji skúšaná ako posledná. Pred prvou zaťažovacou vetvou a medzi druhou a tretou zaťažovacou vetvou som zrealizoval kalibrácie dynamometra. Kalibračné hodnoty sa nachádzajú v tabuľke č. 3, kalibračné krivky sa nachádzajú na obrázkoch č. 22a a 22b.

KALIBRÁCIA H3	pred H3 50kPa	medzi H3 100kPa a 150kPa
zaťaženie (kg)	deformácia (mm)	deformácia (mm)
0	0	0
1	0,007	0,004
2	0,014	0,012
3	0,020	0,017
4	0,028	0,029
6	0,040	0,043
8	0,054	0,056
12	0,081	0,084
16	0,111	0,110
smernica priamky	$y=146,09x$	$y=144,27x$
R^2	0,9994	0,9971

Tabuľka č. 3: Namerané hodnoty pri kalibrácii dynamometra pre skúšky na vzorke H3

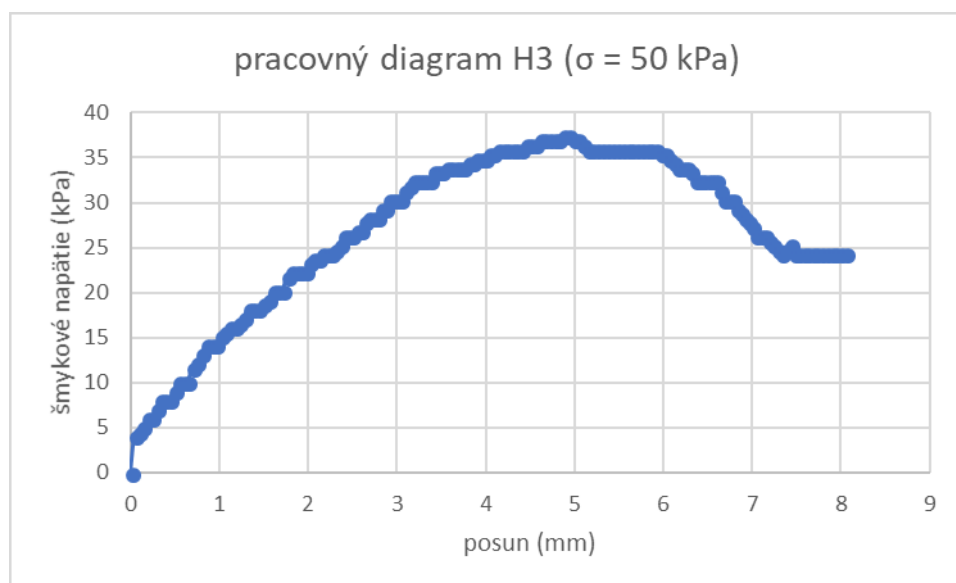


Obrázok č. 22a: Kalibračná krivka pre kalibráciu pred skúškou so $\sigma=50$ kPa



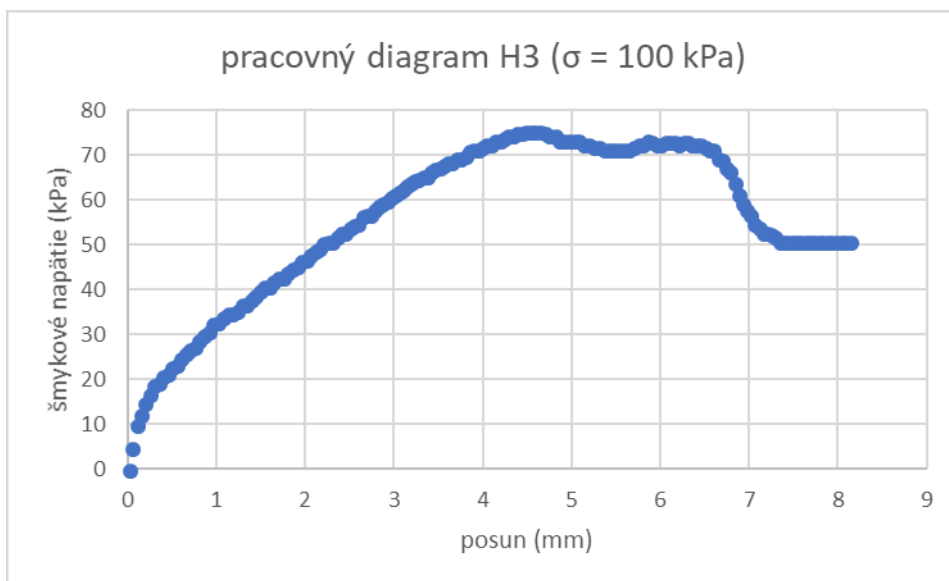
Obrázok č. 22b: Kalibračná krivka pre kalibráciu medzi skúškami so $\sigma=100$ kPa a $\sigma=150$ kPa

Pre potreby vykreslenia obálky pevnosti v kritickom stave bolo potrebné zhotoviť ako výsledok každého zaťažovacieho stupňa zobrazenie závislosti šmykového napätia na posune krabice $\tau: \varepsilon$ z ktorého bola následne zistená hodnota šmykového napätia pre kritický stav zeminy. Pracovné diagramy pre jednotlivé skúšky sa nachádzajú na obrázkoch č. 23a,b,c.



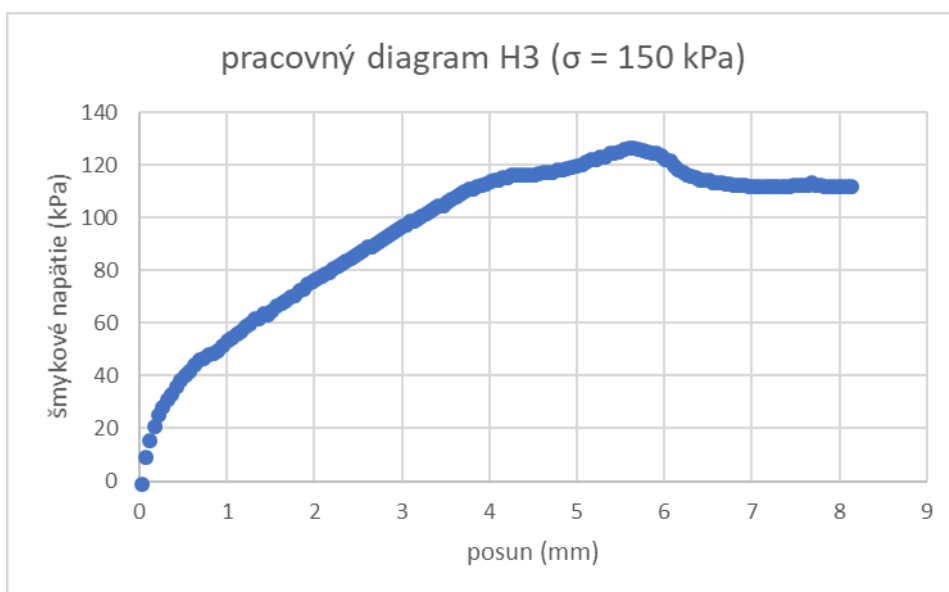
Obrázok č. 23a: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=50$ kPa u vzorky H3

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H3 na prvom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 50$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 24,33$ kPa.



Obrázok č. 23b: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=100$ kPa u vzorky H3

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H3 na druhom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 100$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 51,06$ kPa.

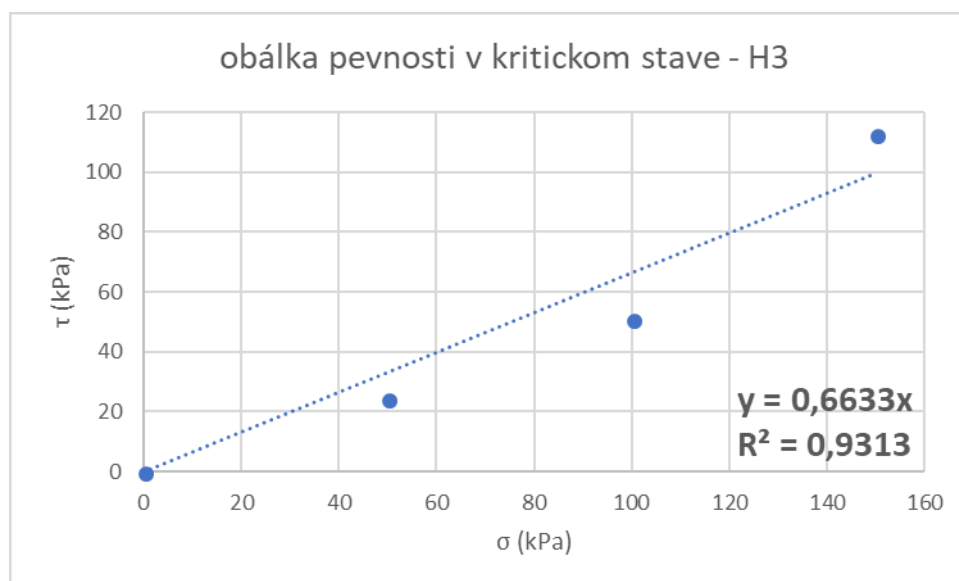


Obrázok č. 23c: Pracovný diagram pre skúšku so $\sigma=150$ kPa u vzorky H3

Pri translačnej krabicovej skúške u vzorky H3 na treťom zaťažovacom stupni s normálovým napätím $\sigma = 150$ kPa vyšla hodnota efektívneho šmykového napätia materiálu v kritickom stave na úrovni $\tau' = 112,63$ kPa.

Uhol vnútorného trenia materiálu v kritickom stave bol opäť použitý ako výstup zo série skúšok. Ten je možné v prípade skúšok v translačnom krabicovom prístroji dostať zo smernice

obálky pevnosti v kritickom stave v zobrazení $\tau:\sigma$. Obálka pevnosti v kritickom stave sa nachádza na obrázku č. 24.



Obrázok č. 24: Obálka pevnosti v kritickom stave vzorku H3

Hodnotu uhlu vnútorného trenia materiálu v kritickom stave som dopočítal zo vzťahu $\varphi_{cr.} = \arctg(y)$. Jeho veľkosť pre vzorku zeminy H3 z hornej časti zlomu je $\varphi_{crit.} = 33,6^\circ$.

6.3. ZHODNOTENIE VÝSLEDKOV LABORATÓRNYCH SKÚŠOK ZEMÍN

V tabuľke č. 4 sú uvedené súhrnné charakteristiky pre každú vzorku zeminy odobranú z oblasti zlomu San Andrés, El Hierro. Je v nej uvedené zatriedenie zeminy podľa ČSN 73 6133 a ČSN EN 14 688-2, podiel jemnozrnej frakcie F v celkovom objeme zeminy (%) a uhol vnútorného trenia v kritickom stave ($^\circ$).

vzorka	H1 – spodná časť zlomu	H2 – výplň zlomu	H3 – horná časť zlomu
parameter			
ČSN 73 6133	S4 SM – piesok hlinitý	S4 SM – piesok hlinitý	S4 SM – piesok hlinitý
ČSN EN 14 688-2	grclSa	grsiSa	clSa
F (%)	19,0	16,9	30,6
$\varphi_{cr.} (^\circ)$	42,0	39,6	33,6

Tabuľka č. 4: Súhrnná tabuľka charakteristík a parametrov zemín odobraných zo zlomu San Andrés, El Hierro

Na základe prevedených laboratórnych skúšok na zeminách je možné vidieť určitú mieru korelácie medzi obsahom jemných častíc (%F) v jednotlivých vzorkách a uhlom vnútorného trenia v kritickom stave ($^{\circ}$). V prípade vzoriek H1 a H2 s obsahom jemných častíc 19,0 % respektíve 16,9 % a ich rovnakého zatriedenia podľa ČSN 73 6133 a ČSN EN 14 688-2 boli pri translačnej šmykovej skúške dosiahnuté približne rovnaké hodnoty uhlu vnútorného trenia v kritickom stave $42,0^{\circ}$ respektíve $39,6^{\circ}$. Tento rozdiel bude spôsobený pravdepodobne rozdielnym obsahom frakcie piesku, ktorej vzorka H1 zo spodnej časti zlomu obsahuje o približne 9% viac ako vzorka odobraná z výplne zlomu a teda nižším pomerným percentuálnym zastúpením jemných častíc vo vzorke po odstránení frakcie $>0,5$ mm. Vzorka H3 s najvyšším podielom jemnozrnnej frakcie (30,6% Si+Cl) vykazovala najnižšie hodnoty uhlu vnútorného trenia v kritickom stave, čo bolo spôsobené práve touto charakteristikou vzorky. Nakoľko sa vo všetkých troch prípadoch jednalo o ostrohranné zrná hrubozrnnej frakcie zeminy a množstvo odobraného vzorku bolo z dôvodu komplikovaného transportu medzi miestom odberu a miestom laboratórneho rozboru na hranici reprezentatívnosti, je možné predpokladať aj tieto skutočnosti ako nositele nepresností a nameraných zvýšených hodnôt parametrov zemín oproti ich tabuľkovým hodnotám pri vykonanom laboratórnom rozbere.

7. LABORATÓRNE SKÚŠKY NA HORNINÁCH

Pre potreby spresnenia modelu boli u externého dodávateľa – v Laboratóriu mechanických vlastností hornín oddelenia Laboratória analytických metód Geologického ústavu Akadémie Vied Českej republiky (ďalej len LMVH GÚ AV ČR) prevedené komplexné skúšky na štyroch horninových vzorkách. Všetky vzorky boli odobrané zo štôlne slúžiacej ako bývalý vodovodný privádzač nachádzajúcej sa u miestnej komunikácie v blízkosti hlavného mesta ostrova Valverde a jej bezprostredného okolia (v blízkosti prístroja HIE2). Konkrétne sa jednalo o vzorky bazaltu, ktoré boli odobrané na konci štôlne, teda až za zlomovou plochou. Vzorka tufitu a dve vzorky lávy boli odobrané zo začiatočnej pripovrchovej časti štôlne. Objednané bolo stanovenie fyzikálnych parametrov horninových vzoriek, statických a dynamických modulov a triaxiálnych pevností.

Z každej horninovej vzorky boli pred samotnými skúškami vyhotovené valcové telieska o rozmeroch výška/šírka 60/30 mm (obr. č. 25). Nakoľko sa v prípade vzoriek lávy a tektonickej brekie jednalo o výrazne heterogénne vzorky dosiahla sa tým určitá miera variability. Podľa

PETRUŽÁLEK (2018) žiadna z pripravených valcových vzoriek nemá viditeľnú foliáciu ani lineáciu. Vzorky lávy a tufitu (číslo vzorky 1-3) neobsahujú ani makroskopicky viditeľné trhliny. Vzorka č. 4 (bazalt) obsahuje trhliny, ktoré majú na valcovom vzorku sklon približne 45°.



Obrázok č. 25: Pripravené testovacie telieska. 1: vzorka č. 1 z lávového bloku, 2: vzorka č. 2 z bloku tufitu, 3: vzorka č. 3 z lávového bloku, 4: vzorka č. 4 z bloku bazaltu

Zdroj: PETRUŽÁLEK, M., 2018

Všetky štyri telieska boli dopredu vysušené pri teplote 105°C po dobu 24 hodín. Následne boli stanovené fyzikálne popisné vlastnosti hornín. Konkrétne sa jednalo o stanovenie suchej objemovej hmotnosti ρ_d pre všetky štyri vzorky a stanovenie špecifickej objemovej hmotnosti ρ_s a pórovitosti n pre dva horninové typy a to bazalt a lávu. U horninového typu tufit sa nepodarilo stanoviť špecifickú objemovú hmotnosť, preto nebolo možné určiť ani jeho pórovitosť (podľa PETRUŽÁLEK, 2018). Vlastnosti hornín boli stanovené štandardným spôsobom podľa platných noriem a skúšobných postupov uvedených v PETRUŽÁLEK (2018). Fyzikálne parametre horninových vzoriek sa nachádzajú v tabuľke č. 5.

Číslo vzorky	Hornina	L	d	md	pd	ps	n
		[mm]	[mm]	[g]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]
1	láva	60.67	29.48	92.625	2.237	3.055	26.8
2	tufit	59.81	28.42	96.544	2.545	-	-
3	láva	61.46	29.52	98.570	2.343	3.055	23.3
4	bazalt	56.67	29.56	109.166	2.807	2.964	5.3

Tabuľka č. 5: Popisné vlastnosti testovaných hornín

Zdroj: PETRUŽÁLEK, M., 2018

Kvôli poruche základnej dosky u počítača, ktorý ovláda lis MTS pre jednoosé skúšky, nemohli byť stanovené statické moduly pre horninové vzorky. Valcové skúšobné telieska pripravené pre triaxiálne skúšky boli v pozdĺžnom smere ultrazvukovo prežiarené. Pre tieto skúšky boli využité snímače Panametrics V150 (pozdĺžne vlny) a Panametrics V153 (priečne vlny), zosilovače Sedlak PA31, pulzný zdroj Olympus 5072PR a osciloskop Agilent Technologies DSO1024A. Celý tento systém je kalibrovaný a kalibrácia je kontrolovaná pomocou prežarovania duralového etalónu pred každou sériou meraní. Z nameraných rýchlostí pozdĺžnych vln v_p a priečných vln v_s a suchej objemovej hmotnosti ρ_d boli podľa nasledujúcich vzťahov (1) spočítané dynamické elastické parametre. Konkrétne bol vypočítaný Youngov modul E_d , šmykový modul μ_d , objemový modul K_d a poissonov pomer ν_d (podľa PETRUŽÁLEK, 2018).

$$E_d = \frac{\rho v_s^2 (3v_p^2 - 4v_s^2)}{v_p^2 - v_s^2} \quad \nu_d = \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)} \quad \mu_d = \rho v_s^2 \quad K_d = v_p^2 - 4/3 v_s^2 \quad (1)$$

Všetky vypočítané dynamické elastické parametre na horninových vzorkách dodaných LMVH GÚ AV ČR boli počítané za predpokladu, že testovaná hornina predstavuje homogénne izotropné prostredie. Hodnoty dynamických elastických modulov sa nachádzajú v tabuľke č. 6.

Číslo vzorky	Hornina	L	ρ_d	v_p	v_s	E_d	μ_d	ν_d	K_d
		[mm]	[g/cm ³]	[km/s]	[km/s]	[GPa]	[GPa]	[-]	[GPa]
1	láva	60.67	2.237	2.436	1.397	11.0	4.4	0.255	7.5
2	tufit	59.81	2.545	2.001	1.128	8.2	3.2	0.267	5.9
3	láva	61.46	2.343	2.589	1.426	12.2	4.8	0.282	9.4
4	bazalt	56.67	2.807	3.041	1.709	20.8	8.2	0.269	15.0

Tabuľka č. 6: Rýchlosti seizmických vln a dynamické moduly určené prežarovaním v ose valcových vzoriek určených pre triaxiálne skúšky, vzorky boli vysušené

Zdroj: PETRUŽÁLEK, M., 2018

Ako posledné boli prevedené triaxiálne skúšky s komorovým tlakom 35 MPa pre získanie triaxiálnej pevnosti horninových vzoriek. Hodnota napätia bola získaná ako súčet litostatického tlaku spôsobeného váhou horniny kde cca. 25 MPa zodpovedá približne 1 km horniny a litostatického tlaku spôsobeného váhou vody kde cca. 10 MPa zodpovedá približne

1 km vodného stĺpca. Hĺbka 2 km zodpovedá oblasti predpokladanej šmykovej plochy na zlome San Andrés.

Pred osadením vysušených vzoriek do triaxiálneho prístroja (obr. č. 26) boli podstavy vzoriek zabrúsené tak, aby spĺňali požiadavky na rovinnosť a paralelnosť do 0,01 mm (podľa PETRUŽÁLEK, 2018). Nakoľko pre realizovanie triaxiálnych skúšok na horninách neexistuje v súčasnosti platná norma, boli tieto skúšky urobené podľa pracovného postupu uvedeného v PETRUŽÁLEK (2018).



Obrázok č. 26: Umiestnenie vzorky v gumovej membráne do triaxiálnej komory

Zdroj: PETRUŽÁLEK, M., 2018

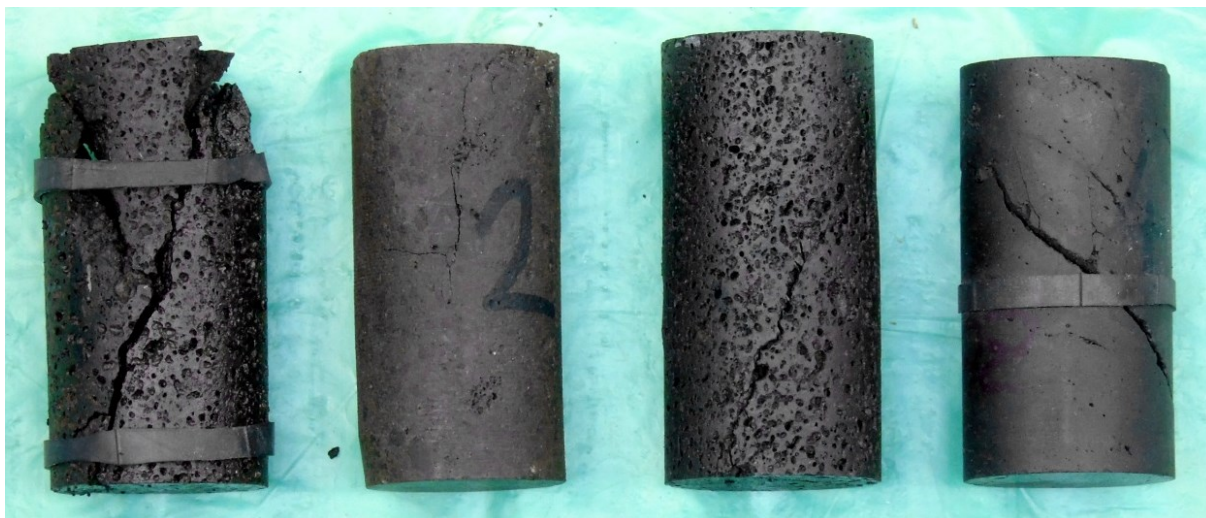
Namerané pevnosti získané z triaxiálnych skúšok na horninových vzorkách z ostrova El Hierro sa nachádzajú v tabuľke č. 7.

Číslo vzorky	Hornina	d	sig3	Fmax	sig1
		[mm]	[MPa]	[kN]	[MPa]
1	láva	29.48	35	82	120.1
2	tufit	28.42	35	68	107.2
3	láva	29.52	35	86.5	126.4
4	bazalt	29.56	35	164.5	239.7

Tabuľka č. 7: Namerané triaxiálne pevnosti za komorového tlaku 35 MPa

Zdroj: PETRUŽÁLEK, M., 2018

Na obrázku č. 27 je možné vidieť valcové telieska vyfotené po realizácii triaxiálnej skúšky a dosiahnutí ich vrcholovej pevnosti.



Obrázok č. 27: Fotografie skúšobných teliesok porušených pri dosiahnutí vrcholovej pevnosti pri triaxiálnej skúške

Zdroj: PETRUŽÁLEK, M., 2018

7.1. ZHODNOTENIE VÝSLEDKOV LABORATÓRNYCH SKÚŠOK HORNÍN

Získané laboratórne namerané parametre horninových vzoriek zo študovanej oblasti zlomu San Andrés na ostrove El Hierro boli porovnané s výsledkami skúšok na horninových vzorkách lávy a tufitu (vulkanickej brekcie) z obdobných podmienok na ostrove Stromboli patriaceho do súostrovia Liparské ostrovy nachádzajúcom sa v Tyrrenskom mori západne od pobrežia Talianska.

Ostrov Stromboli je tvorený rovnomenným stratovulkánom, podobne ako je tomu u ostrova El Hierro. Svahy ostrova boli v posledných 13 ka zasiahnuté minimálne štyrmi veľkými kolapsami na severozápadnej strane ostrova. Jednotlivé kolapsy sa periodicky striedali s obdobiami opätovného rastu ostrova, podobne ako v prípade ostrova El Hierro. APUANI et. al (2005) urobila na vzorkách lávy z ostrova Stromboli sériu skúšok. Konkrétne sa jednalo o zistenie fyzikálnych vlastností hornín a ich pevnostných parametrov. Špecifická objemová hmotnosť ρ_s bola priemerne $\rho_s = 2,73 \text{ g/cm}^3$. Suchá objemová hmotnosť ρ_d bola zistená v priemere na úrovni $\rho_d = 2,37 \text{ g/cm}^3$. Pórovitosť n u týchto vzoriek dosahovala priemerne hodnotu $n = 12,8\%$. Youngov modul E_d vyšiel priemerne na úrovni $E_d = 17,409 \pm 4,237 \text{ GPa}$. Poissonov pomer ν_d priemerne dosahoval hodnoty $\nu_d = 0,245 \pm 0,094$.

Priemerná vrcholová pevnosť pri triaxiálnych skúškach na vzorkách lávy z ostrova Stromboli dosahovala hodnotu $\sigma_c = 50 - 162 \text{ MPa}$. Výsledky triaxiálnej pevnosti však nemôžu byť pre porovnanie použité, nakoľko sa v prípade vzoriek z ostrova Stromboli jednalo o triaxiálne skúšky s komorovým tlakom od 4 do 20 MPa, zatiaľ čo pre vzorky z ostrova El Hierro bol použitý komorový tlak na úrovni 35 MPa (podľa APUANI et al., 2005).

Porovnanie výsledkov na lávových vzorkách z ostrova Stromboli a ostrova El Hierro a súhrnné výsledky pre ostatné horninové typy z laboratórnych skúšok v roku 2018 sa nachádzajú v tabuľke č. 8.

vzorka	pd	ps	n	Ed	vd	sig1
	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[GPa]	[-]	[MPa]
láva – vzorka 1	2,237	3,055	26,8	11,0	0,255	120,1
láva – vzorka 3	2,343	3,055	23,3	12,2	0,282	126,4
priemer 2018	2,29	3,06	25,1	11,6	0,269	123
láva 2005	2,37	2,73	12,8	17,409±4,237	0,245±0,094	50-162
tufit 2018	2,55	-	-	8,2	0,267	107,2
bazalt 2018	2,81	2,96	5,3	20,8	0,269	239,7

Tabuľka č. 8: Súhrnná tabuľka laboratórne nameraných hodnôt korelovaných spoločne s výsledkami laboratórneho rozboru podľa APUANI, et al. (2005)

Zdroj: PETRUŽÁLEK, M., 2018 a APUANI, et al. (2005)

Z nameraných hodnôt je možné vidieť, že vzorky z ostrova El Hierro vykazujú takmer dvojnásobnú pórovitosť oproti vzorkám z ostrova Stromboli. Aj napriek vyššej pórovitosti dosahujú vzorky z ostrova El Hierro vyššiu špecifickú objemovú hmotnosť ρ_s , čo môže znamenať rozdielne minerálne zloženie lávy. Triaxiálne pevnosti u vzoriek lávy z ostrova Stromboli aj pri nižších komorových tlakoch, konkrétne u komorového tlaku 20 MPa dosahovali veľkosti v intervale od zhruba 56 MPa až do približne 178 MPa a v prípade hornej hranice intervalu tak boli vyššie ako u vzoriek z ostrova El Hierro skúšaných pri vyššom komorovom tlaku (podľa APUANI et al., 2005). Každopádne je možné vidieť, že jednotlivé parametre, ktoré boli zistené pri skúškach na vzorkách z ostrova El Hierro, dosahujú reálnych hodnôt a preto je možné ich využiť pre potreby vypracovania modelu stability svahu na zlome San Andrés.

8. ÚVOD DO MODELOVANIA

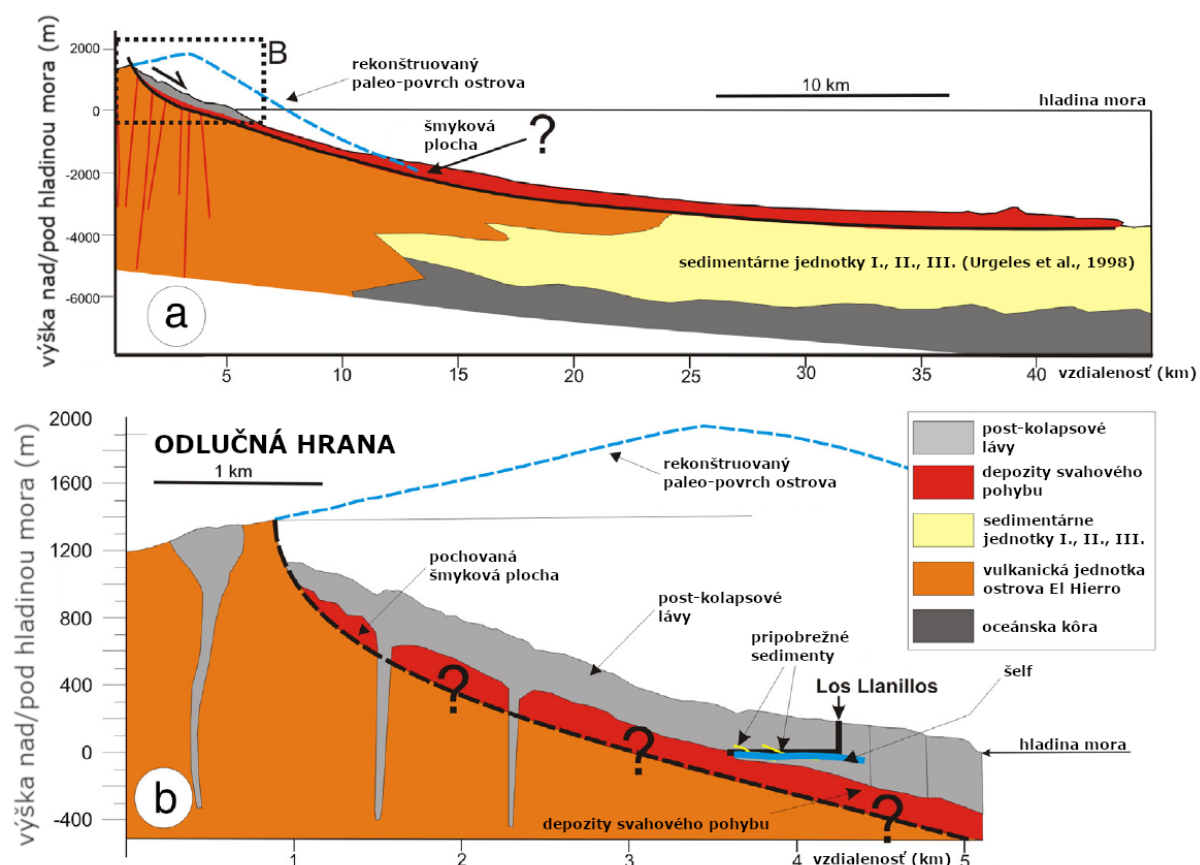
Pre účely modelovania stability svahu na ostrove El Hierro bola vybraná oblasť jednotky Tiñor kde sa nachádza monitorovaný zlom San Andrés, u ktorého sa predpokladá, že jeho hlavná zlomová plocha vznikla zachytením⁵ rozpohybovaných blokov pri svahovej deformácii San Andrés. Na základe dostupných údajov sa predpokladá, že sa jedná o pohyb typu tzv. “slump”. Spomínaná oblasť (zlomový systém) okolo zlomu San Andrés s rozmermi približne 6 km na dĺžku a 1,5 km na šírku sa navyše vyznačuje tým, že sa v nej vyskytuje najviac zlomov (najvyššia hustota zlomov) na celom ostrove El Hierro a tieto zlomy patria zároveň k najjednoduchšie rozpoznateľným. Dĺžka zlomov v tejto oblasti sa pohybuje na úrovni od prvých stoviek metrov až po kilometre (BECERRIL et al., 2016). Veľká časť tohto zlomového systému je prekrytá lávovými tokmi datovanými a geochronologicky tak patriacimi do jednotky El Golfo a riftovej série. Samotná zlomom oslabená oblasť je mocná len niečo okolo jedného metra a je tvorená brekciami/tufitmi so sypkou klastickou frakciou (odobrané vzorky pre laboratórny rozbor), ktorá bola po samotnom pohybe značne cementovaná (DAY et al., 1997).

8.1. PROFIL SZ STRANOU OSTROVA EL HIERRO

Na obrázku č. 28 je možné vidieť profil SZ stranou ostrova El Hierro, konkrétne sa jedná o zjednodušený geologický profil svahovou deformáciou El Golfo. LEON et al. (2016) vo svojom článku popísal predpokladanú stavbu ako suchozemskej tak aj oceánskej, resp. hlbokooceánskej stavby ostrova El Hierro a jeho svahov na základe rozsiahleho geofyzikálneho seizmického a batymetrického prieskumu. Samotný ostrov El Hierro sa nachádza na oceánskej kôre vznikom datovanej do obdobia Jury s vekom približne 156 Ma (ROESER, 1982 in LEON et al., 2016). Sedimentárne jednotky nachádzajúce sa na západných svahoch ostrova je možné rozdeliť na 3 samostatné celky vzťahujúce sa k vulkanickému vývoju ostrova. URGELES et al. (1998) interpretoval, že prvá jednotka – jednotka I., nachádzajúca sa v spodnej časti, mocná približne 1 km a vykazujúca nízku odrazivosť, je jednotka pre-vulkanických sedimentov, z obdobia pred vznikom obrích svahových pohybov v oblasti El Golfo. Horná sedimentačná

⁵ DAY, S., J., et al., 1997 tvrdí, že samotný pohyb mohol byť zastavený tým, že v rozpohybovanom materiáli (blokoch) nebola prítomná tlaková voda, prípadne jej dostatok, ktorá by pravdepodobne spôsobila jeho transformáciu do podoby obrie svahového pohybu. Zároveň tvrdí, že na základe datovania sa jedná o neaktívnu štruktúru, u ktorej je veľmi nízka pravdepodobnosť na jej opätovnú reaktiváciu.

vrstva zložená z jednotiek II. a III. vykazuje oproti jednotke I. vyššiu odrazivosť. Jednotka II. bola interpretovaná ako vrstva distálnych sedimentov, ktoré pochádzajú z v minulosti prebehnutej erózie východnejšie položených ostrovov súostrovia. Najvyššia tretia jednotka bola interpretovaná ako sedimenty erózie ostrova La Palma a samotného ostrova El Hierro. Súhrnná mocnosť dvoch vrchných jednotiek je približne 750 m (podľa URGELES et al., 1998).



Obrázok č. 28: Zjednodušený geologický profil svahovým pohybom El Golfo na ostrove El Hierro (a), detail odlučnej hrany svahového pohybu El Golfo a jeho suchozemskej časti

zdroj: LEON, R., et al., 2016 (upravené autorom)

Materiál premiestnený pri sérii pohybov súvisiacich s kolapsom jednotky El Golfo tvorí približne 300 m mocnú vrstvu, ktorá je sčasti uložená na materiáli vulkanickej jednotky El Golfo a vo väčších hĺbkach a vzdialenosti od pobrežia ostrova na III. sedimentárnej jednotke. Na depozitoch svahového pohybu El Golfo sa v suchozemskej časti ako aj v pripobrežnej časti ostrova nachádzajú približne 240 m mocné lávové prúdy, ktoré vznikli pri erupatívnej fáze po samotnom kolapse z dôvodu odľahčenia vulkanickej jednotky El Golfo (CARRACEDO, 2011 in LEON et al., 2016). Najvrchnejšia, lokálne sa vyskytujúca a zároveň zanedbateľne tenká vrstva

lávových prúdov môže pochádzať z recentných suchozemských (1973) a podmorských (2011) erupcií (LOPÉZ et al., 2012 in LEON et al., 2016).

8.2. PROFIL PRE MODEL STABILITY SVAHU

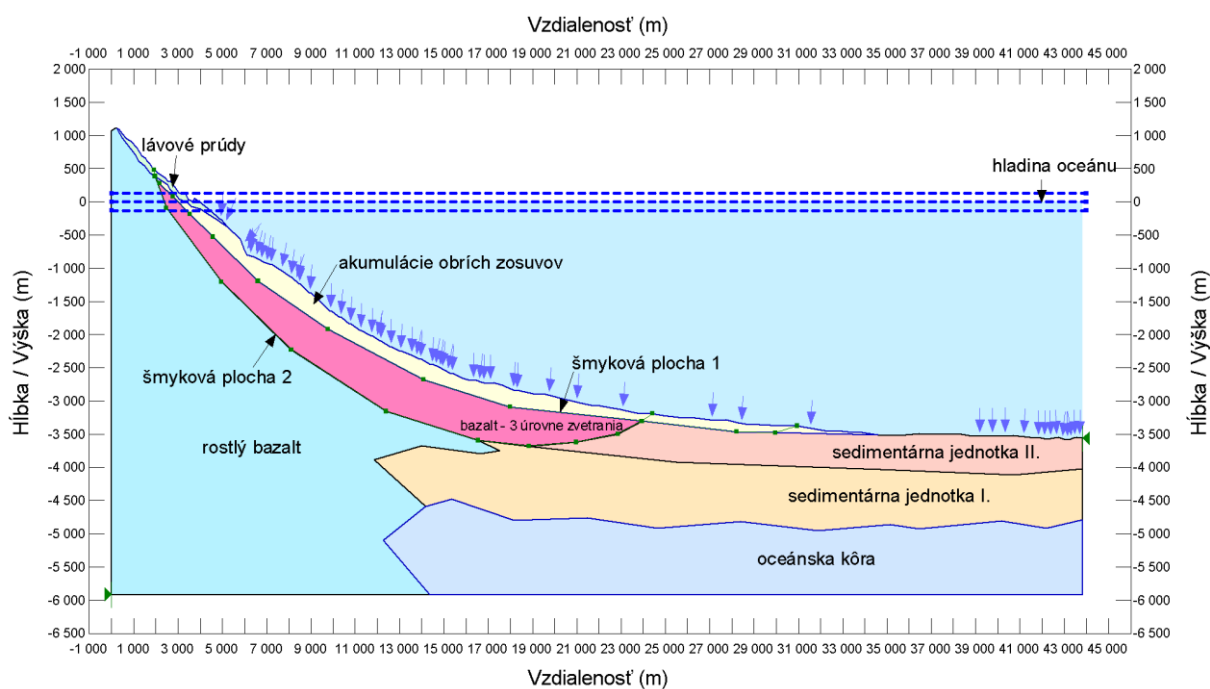
Na základe ústnej konzultácie vedúceho mojej diplomovej práce Dr. Jana Blahůta s Dr. Ricardom Leónom je možné geologickú stavbu na strane u zlomu San Andrés považovať za veľmi podobnú geologickej stavbe na SZ strane ostrova v oblasti obrieho svahového pohybu El Golfo. Preto bol ako podklad pre geologickú stavbu ostrova na strane zlomu San Andrés použitý vyššie zobrazený rez svahovým pohybom El Golfo. Nakoľko ale na východnej strane ostrova El Hierro nebol doposiaľ prevedený podobne podrobný seizmický prieskum ako na jeho západnej strane nie je možné určiť presné mocnosti jednotlivých jednotiek, preto budem v modeli počítať len s dvoma a to I. a II. sedimentárnou jednotkou. V prípade I. sedimentárnej jednotky môžeme počítať s generelne rovnakou mocnosťou približne 1 km. V prípade druhej sedimentárnej jednotky, ktorá zahŕňa obe najvrchnejšie sedimentárne jednotky zo západnej strany ostrova, oprostenej o časť erózneho materiálu z ostrova La Palma⁶, som zvolil mocnosť sedimentárnej jednotky na úrovni približne 600 m.

Profil povrchu ostrova zahrňujúci ako suchozemskú tak aj podmorskú časť bol vytvorený z podrobného 3D modelu ostrova poskytnutého ÚSMH AV ČR. Samotný profil má ZSZ-VJV smer, dĺžku 43,84 km a vertikálne siaha od výšky približne 1 111 m n. m. do úrovne 3 591 m pod morskou hladinou. Pre prehľadnosť bol profil na vertikálnej ose 4 krát prevýšený. Predpokladaný pôvodný povrch podmorskej časti ostrova, ktorý bol neskôr prekrytý sedimentami z viacnásobných obrích svahových pohybov a erózných sedimentov z okolitých ostrovov, bol zvolený ako línia s generelne rovnakým sklonom svahu aký má jeho suchozemská časť. Predpokladá sa, že rozdiel medzi povrchom z 3D modelu a navrhnutým pôvodným povrchom bez sedimentovaného materiálu obrích svahových pohybov je tvorený práve akumuláciou materiálu z pohybov typu tzv. slump alebo tzv. debris avalanche, ktoré viacnásobne postihli tieto časti ostrova a materiálu erózie východnejšie položených ostrovov súostrovia. Hlavná zlomová plocha svahovej deformácie San Andrés odkrytá pri budovaní

⁶ najväčšie svahové pohyby na ostrove La Palma mali JJZ až JZ smer a preto sa na SZ strane ostrova El Hierro je možné predpokladať mocnejšie akumulačné vrstvy materiálu z týchto svahových pohybov ako na V strane ostrova El Hierro.

zárezu obslužnej komunikácie sa v profile nachádza približne vo výškovom intervale od 476 do 490 m n. m. a má zmeraný sklon 65° (DAY et al., 1997).

Samotný zjednodušený geologický profil (obr. 29) vychádza z práce Dr. Léona (2016) a bol len mierne poupravený, ako sa spomína v predchádzajúcich odsekoch. V geologickom profile je zastihnutých celkom 7 geotypov. Konkrétne sa jedná o oceánsku kôru datovanú do obdobia jury, vrstvu pre-vulkanických sedimentov (sedimentárna jednotka I.), vrstvu sedimentov z obrích svahových pohybov a eróznej činnosti z okolitých ostrovov (sedimentárna jednotka II.), dve jednotky bazaltu ako majoritného zástupcu pôvodnej stavby ostrova – vrstva zdravého bazaltu a pripovrchová vrstva so zvolenými tromi rôznymi úrovňami zvetrania, akumuláciu vrstvu z početných obrích svahových pohybov a post-pohybové lávové prúdy. Modré šípky na obrázku znázorňujú pôsobenie stĺpca vody na podmorský svah.



Obrázok č. 29: Zjednodušený geologický profil zlomom San Andrés, profil je na V ose 4x prevýšený

zdroj: autor, 2018

8.3. SOFTWARE A PARAMETRE PRE PRVOTNÝ MODEL

Pre modelovanie stability svahu bol použitý program GeoStudio 2018, ktorý je v plnej verzii dostupný na Ústave Hydrogeológie, Inžinierskej Geológie a Užitej Geofyziky Prírodovedeckej fakulty Univerzity Karlovej v Prahe (ďalej len ÚHIGUG). Program GeoStudio 2018, aplikácia GeoSlope, pracuje v prípade výpočtov stability svahu na princípe metódy

medznej rovnováhy. Profil bol do programu vložený ako obrázok a následne vykreslený do pracovného prostredia v pomere 1:1 so skutočnými rozmermi pomocou tvorby regiónov.

V záujmovej oblasti je oceánska kôra datovaná do obdobia jury a skorej kriedy. Na základe výskumu HOERNLEHO (1998) môžeme povedať, že v oblasti ostrova Gran Canaria, ktorý je od záujmovej oblasti vzdialený približne 210 km východne, sa oceánska kôra skladá z dvoch hlavných jednotiek. Spodná jednotka je tvorená magmatickými horninami prevažne bázického typu (gabro a ďalšie ultramafické horniny). Vrchná vrstva vystupujúca v modeli sa skladá v hlavnej miere zo sklovitých magmatických hornín – tzv. pillow (vankúšovej) lávy. Ako vstupné parametre tohto geotypu pre modely boli zvolené hodnoty uhlu vnútorného trenia φ' na úrovni $\varphi' = 45,5^\circ$ a súdržnosť c na úrovni $c' = 44 \text{ MPa}$. Špecifická objemová hmotnosť ρ_s dosahuje hodnôt zhruba $\rho_s = 2,94 \text{ g/cm}^3$ (podľa CAI et al., 2015).

Pre prvú sedimentárnu jednotku – vrstvu pre-vulkanických sedimentov boli využité dáta od STOW (2009), ktorý stanovil uhol vnútorného trenia nasýtených oceánskych sedimentov, konkrétne piesčitých sedimentov, φ v intervale $11^\circ - 27^\circ$ (predpokladaný vplyv dynamických účinkov) v závislosti na ich pórovitosti n , ktorá dosahovala hodnôt $n = 44 - 49\%$. Suchá objemová hmotnosť ρ_d dosahovala priemerne hodnoty $\rho_d = 2,65 \text{ g/cm}^3$. Špecifická objemová hmotnosť ρ_s dosahovala približne hodnôt $\rho_s = 2,68 \text{ g/cm}^3$. Pre potreby modelovania boli zvolené pre I. sedimentárnu jednotku tieto hodnoty parametrov: súdržnosť $c = 1 \text{ kPa}$ a uhol vnútorného trenia $\varphi = 16^\circ$. Tieto zvolené hodnoty reprezentujú vlastnosti nasýtených zemín, ktoré boli ovplyvnené dynamickými efektami (zemetrasenie, vznik turbiditných prúdov).

Post-vulkanické sedimenty sa vyznačujú tým, že mimo frakcií jemnozrnných zemín, piesku a štrku obsahujú aj obrovské bloky hornín o rozmeroch cez 1 km (MASSON et al., 2002). Na základe týchto poznatkov môžeme povedať, že táto sedimentárna jednotka sa bude vyznačovať vyššou objemovou hmotnosťou ρ_d a vyšším uhlom vnútorného trenia φ ako sedimentárna jednotka pre-vulkanických sedimentov. Preto boli zvolené hodnoty parametrov (mimo pórovitosť a súdržnosť) o 25% vyššie oproti parametrom sedimentárnej jednotky pre-vulkanických sedimentov. Pre II. sedimentárnu jednotku boli zvolené tieto hodnoty parametrov: špecifická objemová hmotnosť $\rho_s = 1,55 \text{ g/cm}^3$ súdržnosť $c = 1 \text{ kPa}$ a uhol vnútorného trenia $\varphi = 20,5^\circ$.

Bazalt z ktorého sa primárne skladajú vulkanické jednotky ostrova El Hierro bol skúšaný laboratórne na základe objednávky u LMVH GÚ AV ČR. Suchá objemová hmotnosť ρ_d dosiahla hodnoty $\rho_d = 2,81 \text{ g/cm}^3$, špecifická objemová hmotnosť ρ_s dosiahla hodnoty $\rho_s = 2,96 \text{ g/cm}^3$. Pórovitosť n bola zistená na úrovni $n = 5,3\%$. Triaxiálna pevnosť σ_1 vzorky bazaltu z ostrova El Hierro $\sigma_1 = 239,7 \text{ MPa}$. Ako parametre zdravého bazaltu pre model boli zvolené tieto hodnoty parametrov: súdržnosť $c = 44 \text{ MPa}$ a uhol vnútorného trenia $\varphi = 45,5^\circ$ (podľa CAI et al., 2015). U prvej úrovne zvetrania boli zvolené nasledujúce parametre: špecifická objemová hmotnosť $\rho_s = 3,05 \text{ g/cm}^3$, súdržnosť $c = 10 \text{ MPa}$ a uhol vnútorného trenia $\varphi = 40^\circ$. Pre druhú úroveň zvetrania bazaltu boli zvolené tieto vstupné parametre: špecifická objemová hmotnosť $\rho_s = 2,91 \text{ g/cm}^3$, súdržnosť $c = 4 \text{ MPa}$ a uhol vnútorného trenia $\varphi = 38,5^\circ$.

Lávové prúdy (2 vzorky lávy) boli taktiež laboratórne skúšané v LMVH GÚ AV ČR. Suchá objemová hmotnosť ρ_d dosiahla priemerne hodnoty $\rho_d = 2,29 \text{ g/cm}^3$, špecifická objemová hmotnosť ρ_s dosiahla priemerne hodnoty $\rho_s = 3,06 \text{ g/cm}^3$. Pórovitosť n bola zistená priemerne na úrovni $n = 25,1\%$. Priemerná triaxiálna pevnosť σ_1 vzoriek lávy z ostrova El Hierro bola v priemere na úrovni $\sigma_1 = 123,0 \text{ MPa}$. Hodnoty súdržnosti $c = 5,1 \text{ MPa}$ a uhlu vnútorného trenia $\varphi = 33,47^\circ$ boli zvolené z práce APUANI et al. (2005) ako prepočítané charakteristiky (podľa HOEK et al., 2002) horninového masívu v obdobných podmienkach ako na ostrove El Hierro, nakoľko pre vlastnú analýzu na vzorkách zo záujmovej oblasti nebol dostatočný počet dát. Predpokladáme teda zhodnú úroveň rozpukania masívu ako je tomu v prípade študovanej oblasti na ostrove Stromboli (APUANI et al., 2005).

Výstupy z laboratórnych rozborov zemín boli použité ako parametre pre výplň na rozvoľnených zlomových plochách. Pre výplň na oslabených zlomových plochách boli zvolené ako parametre uhol vnútorného trenia v kritickom stave $\varphi_{cr.} = 38,5^\circ$, súdržnosť bola zvolená po konzultácii na úrovni $c = 3 \text{ kPa}$ a tabuľková objemová hmotnosť ρ_d na úrovni $\rho_d = 1,95 \text{ g/cm}^3$.

Šmykové plochy boli do modelu zadané pomocou analýzy s presne definovanými šmykovými plochami. Konkrétne boli zvolené 2 šmykové plochy a to šmyková plocha 1 pozdĺž rozhrania post-pohybových sedimentov a roslého terénu – pripovrchovej vrstvy bazaltu. Šmyková plocha 2 bola definovaná ako hlboká (v najhlbšej časti cca. 1,2 km pod podmorským

povrchom) na rozhraní pripovrchovej vrstvy bazaltu a roslého nezvetraného bazaltu pozdĺž predchádzajúcimi pohybmi rozvoľnenej plochy (CARRACEDO, 2008). V prípade tejto diplomovej práce a využitia presne definovanej šmykovej plochy sú použité metódy momentovej aj silovej rovnováhy. Mimo analýzu s presne zadanými šmykovými plochami som urobil aj dva doplnkové modely pomocou analýzy pre veľký počet šmykových plôch ("Grid and Radius Slip Surface Analysis"). Konkrétne pre súčasnú hladinu vody v oceáne a dve úrovne seizmického zaťaženia (viď nižšie). Pre potreby tejto analýzy bolo potrebné zmeniť parametre pripovrchovej vrstvy bazaltu tak, aby nedošlo k obmedzeniu výpočtov programu. Preto boli pre danú vrstvu zvolené parametre pre výplň na rozvoľnených zlomových plochách.

Zmeny hladiny vody v oceáne boli zvolené na základe zisteného maximálneho kolísania hladiny oceánu na úrovni približne 130 m (MCGUIRE, 1996) a to na obe strany. Celkovo sa teda v rámci tejto diplomovej práce jedná o tri úrovne hladiny oceánu a to súčasnú hladinu, hladinu nižšiu o 130 m oproti súčasnosti a hladinu o 130 m vyššiu oproti súčasnému stavu.

Nakoľko je oblasť ostrova El Hierro a celého súostrovia Kanárskych ostrovov seizmicky aktívna a predpokladá sa, že seizmické účinky patria medzi hlavné faktory, ktoré spôsobujú obrie svahové pohyby, boli pre potreby modelovania zvolené mimo pokojový stav bez seizmických účinkov ešte dve úrovne seizmického zaťaženia zadané do modelu pomocou funkcie "Define seismic load". Konkrétne sa jednalo o úroveň H zrýchlenia (peak ground acceleration [m/s^2]) $PGA = 0,0564 m/s^2$ (zemetrasenie o intenzite V) zaznamenanú prístrojmi v blízkosti meracieho prístroja HIE3 (zemetrasenie o magnitúde $M=5,1$, 27.12.2013) a jej štvornásobok, teda hodnotu $PGA = 0,22 m/s^2$ (zemetrasenie o intenzite VII).

8.4. VÝSLEDKY JEDNOTLIVÝCH MODELOV

Pre potreby tejto diplomovej práce som v programe GeoStudio 2018 urobil celkom 72 modelov založených na zjednodušenom geologickom profile. Pre každú úroveň zvetrania pripovrchovej vrstvy bazaltu bolo teda urobených 24 modelov a to konkrétne 8 pre každú úroveň hladiny oceánu (6+2 kritické). Prehľad vypočítaných faktorov stability zoradených podľa miery zvetrania pripovrchovej časti bazaltu sa nachádza v tabuľkách č. 9-11.

V prípade prvej varianty, teda zdravého bazaltu v pripovrchovej vrstve (tab. č. 9) dosahovali najvyššie hodnoty FS varianty modelu bez seizmických účinkov. FS u šmykovej

plochy 1 (ďalej len ŠP1) sa u rôznych hladín vody v oceáne pohyboval v intervale $FS = 4,728 - 4,883$, u šmykovej plochy 2 (ďalej len ŠP2) sa pohyboval FS v intervale $FS = 6,562 - 7,145$. Najnižších hodnôt dosahoval FS v prípade najvyššieho vrcholového zrýchlenia povrchu $PGA = 0,22 \text{ m/s}^2$ a to konkrétne intervalu $FS = 1,256 - 1,275$ u ŠP1 a intervalu $FS = 2,115 - 2,119$ u ŠP2. Kritické hodnoty PGA pre $FS < 1,00$ u prvej varianty dosahovali hodnôt $PGA = 0,29 - 0,30 \text{ m/s}^2$ u ŠP1 a hodnôt $PGA = 0,56 - 0,57 \text{ m/s}^2$ u ŠP2.

zdravý bazalt v pripovrchovej vrstve					
hladina oceánu -130 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,728	FS = 6,562	FS = 2,854	FS = 4,307	FS = 1,275	FS = 2,115
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,30 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,57 (zodpovedá intenzite VIII)		
hladina oceánu ± 0 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,817	FS = 7,145	FS = 2,902	FS = 4,714	FS = 1,264	FS = 2,117
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,30 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,56 (zodpovedá intenzite VIII)		
hladina oceánu +130 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,883	FS = 6,733	FS = 2,872	FS = 4,366	FS = 1,256	FS = 2,119
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,29 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,57 (zodpovedá intenzite VIII)		

Tabuľka č. 9: Prehľad dopočítaných faktorov stability (FS) pre jednotlivé vstupné parametre modelu – zdravý bazalt v pripovrchovej vrstve

zdroj: autor, 2018

V prípade druhej varianty, teda prvej úrovne zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve (tab. č. 10) dosahovali najvyššie hodnoty FS taktiež varianty modelu bez seizmických účinkov. FS u šmykovej plochy 1 (ďalej len ŠP1) sa u rôznych hladín vody v oceáne pohyboval v intervale

$FS = 4,728 - 4,883$, u šmykovej plochy 2 (ďalej len ŠP2) sa pohyboval **FS** v intervale **$FS = 6,411 - 6,562$** . Najnižších hodnôt dosahoval **FS** opäť v prípade najvyššieho vrcholového zrýchlenia povrchu **$PGA = 0,22 \text{ m/s}^2$** a to konkrétne intervalu **$FS = 1,256 - 1,275$** u ŠP1 a intervalu **$FS = 2,11 - 2,115$** u ŠP2. Kritické hodnoty **PGA** pre **$FS < 1,00$** u prvej varianty dosahovali hodnôt **$PGA = 0,29 - 0,30 \text{ m/s}^2$** u ŠP1 a hodnôt **$PGA = 0,56 \text{ m/s}^2$** u ŠP2.

prvá úroveň zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve					
hladina oceánu -130 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,728	FS = 6,411	FS = 2,854	FS = 4,252	FS = 1,275	FS = 2,11
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,30 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,56 (zodpovedá intenzite VIII)		
hladina oceánu ± 0 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,817	FS = 6,495	FS = 2,864	FS = 4,282	FS = 1,264	FS = 2,112
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,30 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,56 (zodpovedá intenzite VIII)		
hladina oceánu +130 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,883	FS = 6,562	FS = 2,872	FS = 4,305	FS = 1,256	FS = 2,115
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,29 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,56 (zodpovedá intenzite VIII)		

Tabuľka č. 10: Prehľad dopočítaných faktorov stability (**FS**) pre jednotlivé vstupné parametre modelu – prvá úroveň zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve

zdroj: autor, 2018

V prípade tretej varianty, teda druhej úrovne zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve (tab. č. 11) dosahovali najvyššie hodnoty **FS** taktiež varianty modelu bez seizmických účinkov. **FS** u šmykovej plochy 1 (ďalej len ŠP1) sa u rôznych hladín vody v oceáne pohyboval v intervale **$FS = 4,728 - 4,883$** , u šmykovej plochy 2 (ďalej len ŠP2) sa pohyboval **FS** v intervale **$FS = 6,501 - 6,664$** . Najnižších hodnôt dosahoval **FS** opäť v prípade najvyššieho vrcholového

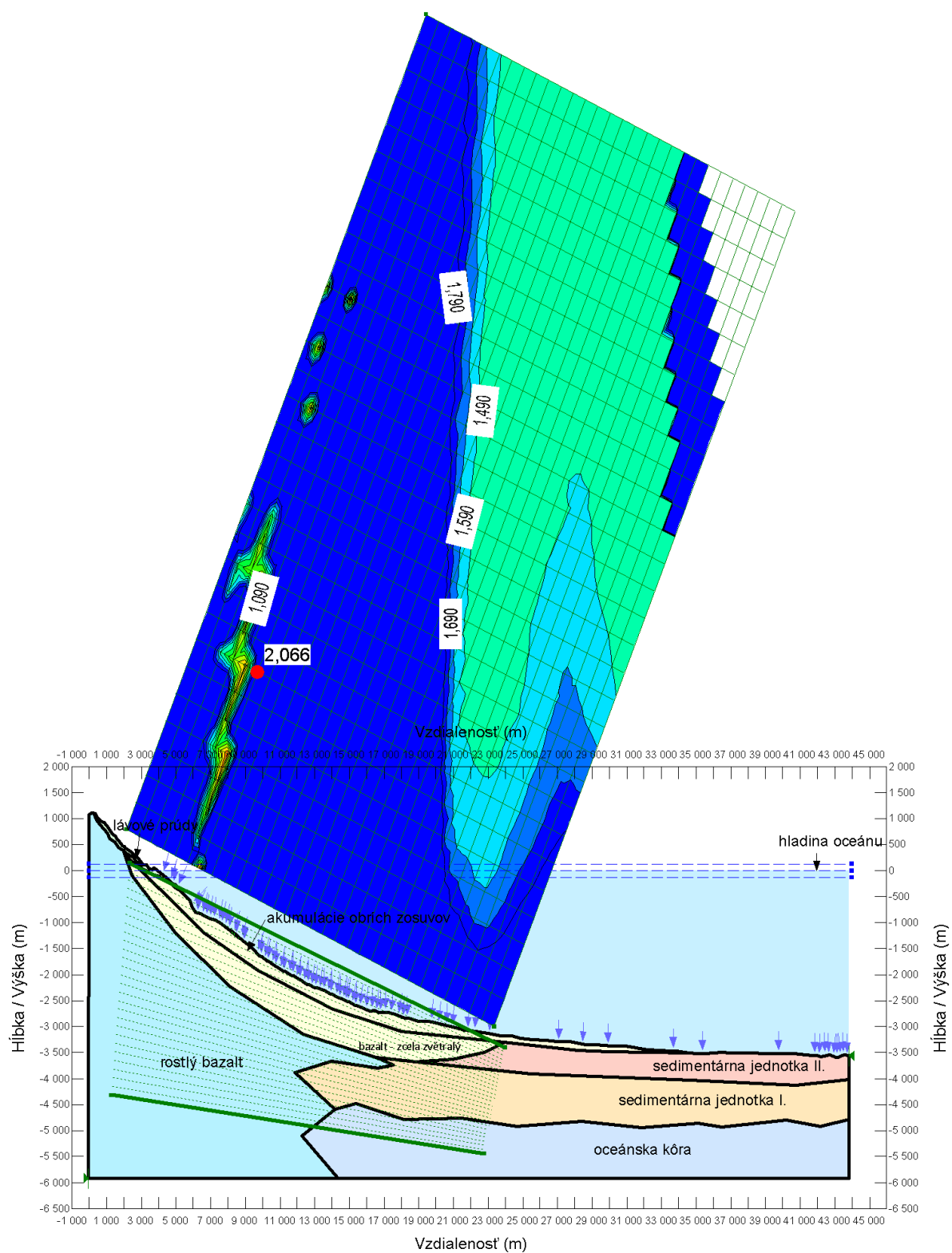
zrýchlenia povrchu $PGA = 0,22 \text{ m/s}^2$ a to konkrétne intervalu $FS = 1,256 - 1,275$ u ŠP1 a intervalu $FS = 2,113 - 2,118$ u ŠP2. Kritické hodnoty PGA pre $FS < 1,00$ u prvej varianty dosahovali hodnôt $PGA = 0,29 - 0,30 \text{ m/s}^2$ u ŠP1 a hodnôt $PGA = 0,56 \text{ m/s}^2$ u ŠP2.

druhá úroveň zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve					
hladina oceánu -130 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,728	FS = 6,501	FS = 2,854	FS = 4,285	FS = 1,275	FS = 2,113
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,30 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,56 (zodpovedá intenzite VIII)		
hladina oceánu ± 0 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,817	FS = 6,591	FS = 2,864	FS = 4,316	FS = 1,264	FS = 2,115
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,30 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,56 (zodpovedá intenzite VIII)		
hladina oceánu +130 m					
bez seizmických účinkov		PGA = 0,0564		PGA = 0,22	
ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2	ŠP1	ŠP2
FS = 4,883	FS = 6,664	FS = 2,872	FS = 4,342	FS = 1,256	FS = 2,118
Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP1 PGA = 0,29 (zodpovedá intenzite VII)			Kritická hodnota PGA pre FS < 1,00 u ŠP2 PGA = 0,56 (zodpovedá intenzite VIII)		

Tabuľka č. 11: Prehľad dopočítaných faktorov stability (FS) pre jednotlivé vstupné parametre modelu – druhá úroveň zvetrania bazaltu v pripovrchovej vrstve

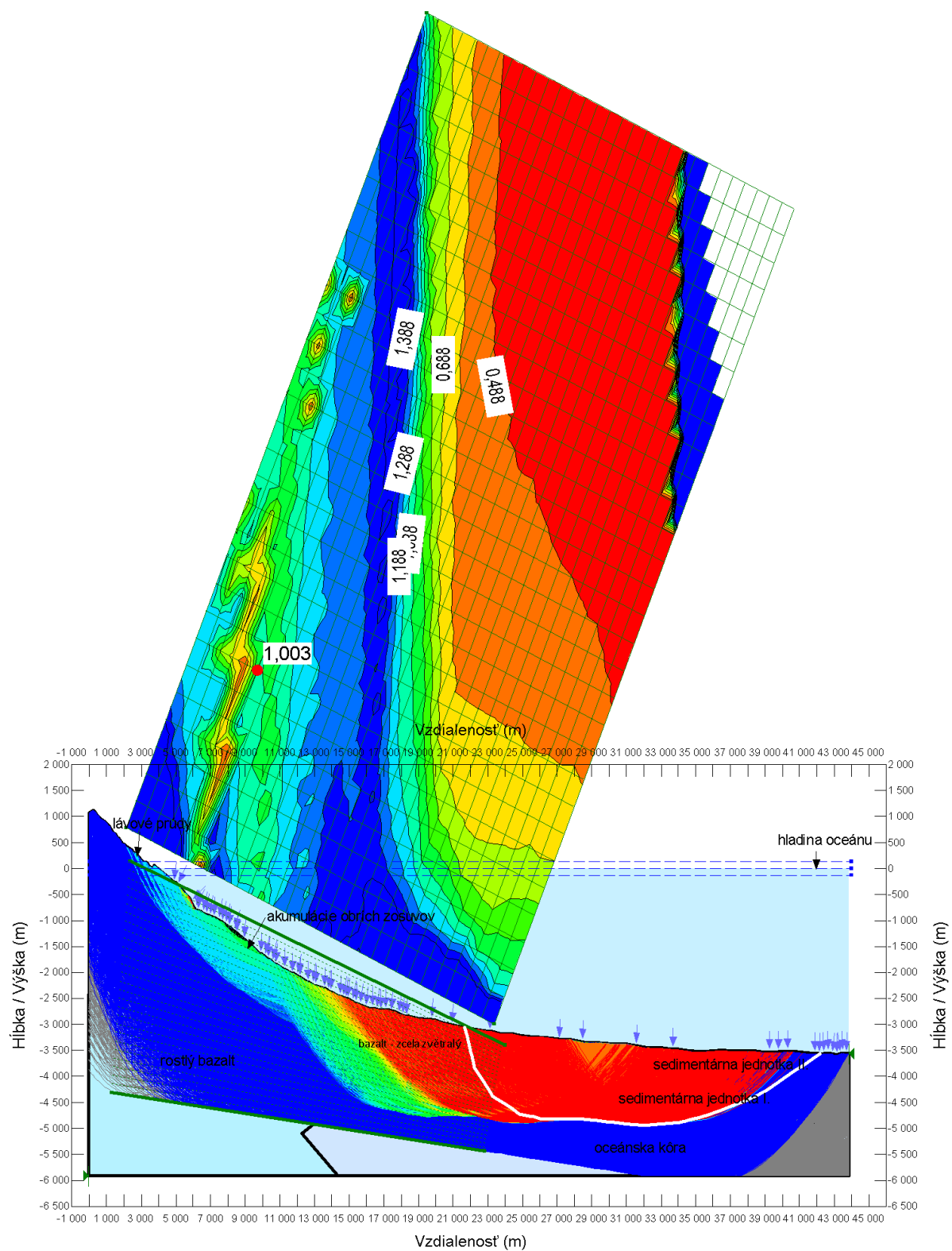
zdroj: autor, 2018

Výsledky doplnkovej analýzy pre veľký počet šmykových plôch sú zobrazené na obrázku č. 30a,b. Táto doplňujúca analýza potvrdzuje to, že stabilita zlomu San Andrés na ostrove El Hierro je ovplyvnená primárne účinkami seizmickej sily pôsobiacej na svah. V prípade PGA na úrovni $PGA = 0,0564$ sa jedná o obrázok č. 30a a pre vyššie zrýchlenie na úrovni $PGA = 0,22$ sa jedná o obrázok č. 30b. Hodnoty FS sa nachádzajú na obrázkoch pre jednotlivé izolínie.



Obrázok č. 30a: Výsledky doplnkovej analýzy pre overenie teórie s primárnym vplyvom seizmického zaťaženia na reaktiváciu obrieho svahového pohybu San Andrés so zadáním $PGA=0,0564$

zdroj: autor, 2018



Obrázok č. 30b: Výsledky doplnkovej analýzy pre overenie teórie s primárnym vplyvom seizmického zaťaženia na reaktiváciu obrieho svahového pohybu San Andrés so zadáním PGA=0,22

zdroj: autor, 2018

Ako je možné vidieť na obrázku č. 30a, v prípade zemetrasenia s intenzitou V ($PGA = 0,0564$) sú svahy pri zvolenej geometrii a o zadaných geotechnických parametroch stabilné ($FS > 1,00$), nižších hodnôt dosahuje FS len pre veľmi malé šmykové plochy, ktoré z pohľadu obrích svahových deformácií nie sú zaujímavé (spôsobené pravdepodobne nedostatočným rozlíšením geometrie profilu). Obrázok č. 30b znázorňuje stabilitné pomery zlomu San Andrés v prípade zemetrasenia s intenzitou VII ($PGA = 0,22$). Šmykové plochy charakterizujúce predpokladaný pohyb pri reaktivácii obrie svahového pohybu San Andrés sú stabilné a dosahujú hodnôt $FS \cong 1,19$. Je ale možné taktiež vidieť zvýšenú náchylnosť hlbokomorských sedimentov (sedimentárna jednotka I. a II.), ktoré pri zemetrasení o vyššie spomenutej intenzite strácajú stabilitu ($FS \ll 1,00$) – pravdepodobne je možné predpokladať, že dochádza k čiastočnému stekuteniu týchto sedimentov.

9. DISKUSIA

Ako je možné vidieť v predchádzajúcej kapitole, ani v jednom z modelovaných prípadov v rámci hlavnej analýzy s presne definovanými šmykovými plochami, mimo zisťovanie kritického PGA, nedošlo ku kolapsu ani pozdĺž jednej zo zvolených presne definovaných šmykových plôch.

Obdobnú publikáciu zaoberajúcu sa priamo modelovaním stability svahov náchylných k obrím svahovým deformáciám sa mi nepodarilo nájsť. COSTA et al. (2014 a 2015) sa zaoberal rekonštrukciou rastu a kolapsov ostrova Pico, Azorské ostrovy za posledných 200 ka. Jednalo sa však o rozsahovo menšie svahové pohyby a analýza bola realizovaná pomocou štúdia batymetrických, štruktúrnych a stratigrafických dát ako aj pomocou rádiometrického datovania hornín. Vznikom svahových deformácií spôsobených zemetrasnou činnosťou sa zaoberal WEN-NENG et al. (2003). V tomto prípade sa jednalo o koreláciu vzdialenosti epicentier od miest vzniku početných svahových pohybov (v študovanej oblasti ich bolo zastihnutých približne 10 tisíc) na základe zaznamenaného PGA. V porovnaní s problematikou obrích svahových pohybov sa však jedná o veľmi malé svahové deformácie, navyše nie na vulkanických ostrovoch. DEL POTRO et al. (2013) vo svojej práci spracoval komplexnú stabilitnú analýzu SZ svahu vulkánu Pico del Teide nachádzajúcom sa na ostrove Tenerife. Kombináciou hodnôt PGA a rastu pórových tlakov z dôvodu freatomagmatických erupcií ako vstupných parametrov modelu zistil, že hodnota PGA viac ovplyvňuje hlbšie šmykové plochy a efekt zmeny pórových tlakov je v najväčšej miere závislý na seizmickom zaťažení. Zároveň zistil, že pri vyšších pórových tlakoch nemalo zvyšovanie PGA výrazný efekt na stabilitu modelovaného svahu. Taktiež potvrdzuje to, že priemerné hodnoty parametrov hornín vstupujúce do modelov nereprezentujú dobre masív ako celok a ich zmeny v rámci masívu budú ovplyvňovať výsledný vypočítaný FS.

Pri zvolení kritických hodnôt horizontálneho maximálneho zrýchlenia povrchu bola vo všetkých modelovaných prípadoch u šmykovej plochy 1 zistená ako kritická intenzita zemetrasenia VII, u šmykovej plochy 2 sa potom vo všetkých prípadoch jednalo o kritickú intenzitu zemetrasenia VIII. Podľa GONZÁLEZ DE VALLEJO et al. (2006) boli zemetrasenia o takýchto intenzitách v oblasti Kanárskych ostrovov v minulosti zaznamenané a teda tieto intenzity zemetrasení nie sú ani v prípade ostrova El Hierro nereálne. Seizmická aktivita je na

vulkanických ostrovoch navyše najčastejšie spojená s vulkanickou aktivitou v ich okolí čo prípadný vznik obrích svahových deformácií na príľahlých svahoch môže o to viac podporovať (CARRACEDO, 2011 in LEON et al., 2016).

Doplňková analýza pomocou metódy “Grid and Radius Slip Surface Analysis” potvrdila to, že v prípade profilu zastihnutého modelom sa primárne jedná o zníženie stability svahu na základe zvyšovania seizmického zaťaženia svahu čo bolo zistené aj v prípade hlavnej analýzy s presne definovanými šmykovými plochami.

Zmena hladiny vody v oceáne na základe modelovania pre potreby tejto diplomovej práce nevykazuje výrazný vplyv na stabilitu zlomu San Andrés. Zmena faktorov stability FS pri zmenách hladín dosahovala rozdielov len v prvých desatinách, výnimočne sa dostala nad hodnoty 0,5. To môže byť spôsobené tým, že v prípade zmeny hladiny vody v oceáne v tak malom intervale ako je ± 130 m (uvažujeme stĺpec vody až na úrovni viac ako 3 000 m v najvzdialenejších miestach projektovanej šmykovej plochy) nie sú stabilné pomery podmorských svahov výrazne ovplyvnené a zmeny FS sú tak viazané len na pripobrežnú a pobrežnú časť profilu.

Rovnako tak ani úroveň zvetrania pripovrchovej vrstvy bazaltu v týchto modelovaných prípadoch nehrala významnú rolu. Naopak medzi prvou a druhou úrovňou zvetrania došlo vo všetkých prípadoch k nárastu vypočítaného FS, vždy sa však jednalo o zmeny na úrovni maximálne jednej desatiny čo pri dosiahnutých hodnotách FS nehrá významnú rolu.

Na základe vyššie dosiahnutých výpočtov faktoru stability je možné povedať, že v súčasnej situácii je zlom San Andrés na SV strane ostrova El Hierro stabilný a pre vznik obrích svahových deformácií by bol potrebný vznik zemetrasení o intenzite minimálne VII, ktoré sa v minulosti v oblasti Kanárskych ostrovov niekoľkokrát vyskytli (GONZÁLEZ DE VALLEJO et al., 2006). Iné faktory ako zmena hladiny vody v oceáne ani zvýšená úroveň zvetrania hornín v pripovrchovej vrstve nehrajú na základe výsledkov modelovania v prípade stability zlomu San Andrés významnú rolu. Stabilné pomery sú značne ovplyvnené časovým faktorom: Hodnoty pevnostných charakteristík sú uvažované krátkodobé, je však dokázané (LIU a XU, 2015), že pre porušenie kontinuálne namáhanej horniny v dlhom časovom horizonte stačí nižšia úroveň napätia, než pro krátkodobé podmienky. To je dané dlhodobými sekundárnymi

pochodmi – presuny a prešmyky na molekulovej úrovni a predovšetkým v blízkosti mikrotrhlín, s vplyvom tzv. creepu.

Modely v rámci tejto diplomovej práce neberú v úvahu možnosť freatomagmatických erupcií a s nimi súvisiacich nastúpaní hladín podzemnej vody (ďalej len HPV) pri erupčných fázach vulkanizmu na vulkanických ostrovoch. Takéto zmeny úrovne HPV sú navyše charakteristické tým, že sa jedná prevažne o tlakovú vodu (ELSWORTH a DAY, 1999). DAY (1996) tvrdí, že tieto zvýšené tlaky sú spôsobené najmä zohrievaním pórovej vody pri erupciách, prítomnosťou vysokoteplotných pár pri erupciách a deformáciami spojenými s pohybmi na zlomoch. Citlivosť na podobné zmeny tlaku v póroch ale závisí hlavne na priepustnosti materiálu, ktorá je ovplyvnená puklinatosťou, tvorbou nových zlomov a ďalšími procesmi. Táto varianta nebola do práce zahrnutá z dôvodu nedostatku vstupných údajov potrebných pre podobnú analýzu týkajúcu sa zlomu San Andrés. Každopádne aj tento faktor môže byť určujúci a podporujúci vznik, respektíve reaktiváciu obrích svahových deformácií.

Dosiahnuté výsledky však podliehajú významnej miere neistoty, spôsobenej najmä tým, že oblasť ostrova v mieste zlomu San Andrés nie je do značnej miery podrobne preskúmaná. Hlavné neistoty sú potom nedostupné geotechnické parametre horninového materiálu mimo v rámci diplomovej práce laboratórne skúmaného materiálu a absencia presnejšieho priebehu horninového podlažia v oblasti zlomu, nakoľko sa v mieste nenachádzajú žiadne vrty overujúce horninové prostredie.

Ako ďalšie neistoty je možné brať aj to, že laboratórne skúšané zeminy a horniny neboli kvôli komplikovanej preprave medzi miestom odberu a miestom rozboru odobrané v ideálnom, ale len v minimálnom množstve na hranici reprezentatívnosti. Ostrohranné zrná hrubozrnnnej frakcie zemín v kombinácii s množstvom dostupného vzorku navyše mohli spôsobiť pri skúšaní v translačnom šmykovom prístroji to, že výsledné uhly vnútorného trenia boli nadhodnotené.

Medzi ďalšie neistoty modelovanej situácie potom patrí nedostatočná kvalifikácia autora potrebná pre analýzu nameraných dát zo seizmických staníc a nedostatočné SW vybavenie pre podrobnejšie analýzy. Z toho dôvodu je vhodné v danej téme pokračovať práve s ohľadom na prevedenie podrobnejšieho geofyzikálneho a seizmického prieskumu v záujmovej oblasti, nakoľko práve vplyv seizmických účinkov na stabilitu zlomu San Andrés sa

na základe modelovania a rešerše literatúry ukázal ako pravdepodobný hlavný faktor podporujúci budúci vznik respektíve reaktiváciu tejto svahovej deformácie. Je nutné taktiež podotknúť, že v prípade tohto typu svahových deformácií je seizmická aktivita často spojená s vulkanickou aktivitou v bezprostrednej blízkosti záujmovej oblasti. V rámci pokračovania štúdia danej problematiky sa odporúča taktiež realizácia komplexného odberu a laboratórneho rozboru vzoriek zemín a hornín zo študovanej oblasti.

10. ZÁVER

Cieľom tejto diplomovej práce bolo zoznámiť čitateľa s problematikou vzniku obrích svahových pohybov na vulkanických ostrovoch. Nakoľko takéto typy svahových pohybov predstavujú v dnešnej dobe potenciálne veľmi vysoké nebezpečenstvo pre obyvateľov a infraštruktúru na vulkanických ostrovoch.

V prvej časti mojej diplomovej práce som sa snažil o zhrnutie problematiky týkajúcej sa obrích svahových pohybov na základe rešerše zahraničnej literatúry a publikácií prezentovaných na medzinárodných konferenciách. Mimo základné geografické, geomorfologické a geologické charakteristiky ostrova El Hierro a celého súostrovia Kanárske ostrovy sú v prvej časti práce popísané typy a základná charakteristika obrích svahových deformácií ako aj popis konkrétnych obrích svahových pohybov v oblasti Makaronézie a na samotnom ostrove El Hierro. V závere prvej časti práce je zhrnutá recentná aktivita na zlome San Andrés, spôsobená primárne účinkami seizmickej aktivity.

V rámci druhej časti tejto diplomovej práce boli urobené laboratórne rozbory zemín a hornín z ostrova El Hierro. Konkrétne sa jednalo o zrnitosťnú analýzu troch vzoriek zemín odobraných zo zlomu San Andrés. Po realizácii zrnitosťnej analýzy boli urobené translačné šmykové skúšky na rovnakých vzorkách zemín. Pre potreby získania lepších parametrov pre modelovanie stability svahu boli realizované taktiež laboratórne skúšky na vzorkách štyroch hornín dodatočne odobraných z oblasti zlomu San Andrés. Vyhotovenie týchto skúšok však bolo objednané u externého dodávateľa, nakoľko ich realizácia by nebola možná v rámci ÚHIGUG. V tejto časti sa tak nachádzajú výsledky jednotlivých laboratórnych skúšok a získané geotechnické parametre, ktoré boli následne použité pri tvorbe stabilitných modelov.

V tretej časti mojej diplomovej práce som v programe GeoStudio 2018 vytvoril celkom 72 modelov s rôznymi vstupnými podmienkami. Konkrétne sa jednalo o zmenu hladiny vody v oceáne, rôzne hodnoty vrcholového zrýchlenia povrchu Zeme spôsobeného seizmickou aktivitou a rôznymi úrovňami zvetrania pripovrchovej časti rastlého terénu tvoreného bazaltom. Zároveň sa v nej nachádzajú pre každú šmykovú plochu dopočítané kritické hodnoty PGA pri ktorých by hrozila opätovná reaktivácia svahového pohybu na zlome San Andrés. Výsledky dodatočnej analýzy potvrdili teóriu o primárnom vplyve seizmického zaťaženia ako najpravdepodobnejšej príčiny vzniku podobne rozsiahlych pohybov.

Výsledkom mojej diplomovej práce je zistenie najpravdepodobnejších príčin, ktoré by v budúcnosti mohli vyvolať opätovnú reaktiváciu obrieho svahového pohybu pozdĺž zlomu San Andrés. Medzi tieto príčiny môžeme na základe tejto práce zaradiť v prvom rade seizmickú aktivitu v oblasti ako aj prípadné obnovenie vulkanickej aktivity na ostrove El Hierro s ktorou je práve táto seizmická aktivita spojená.

ZOZNAM POUŽITEJ LITERATÚRY

ACOSTA, J., UCHUPI, E., MUÑOZ, A., HERRANZ, P., PALOMO, C., BALLESTEROS, M., 2005: Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro, Springer, Dordrecht

APUANI, T., CORAZZATO, C., CANCELLI, A., TIBALDI, A., 2005: Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli: a dataset for volcano instability evaluation, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 64. vydanie, s. 419-431, Springer Nature, London

BECERRIL CARRATERO, L., 2009: Approach to volcanic hazard and its effects in coastal areas of the Canary Islands. Diplomová práca, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas

BECERRIL CARRETERO, L., 2014: Volcano-Structural Study and Long-Term Volcanic Hazard Assessment on El Hierro Island (Canary Islands), Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza

BECERRIL L., GALVE, J., P., MORALES, J., M., ROMERO, C., SANCHÉZ, N., MARTÍ, J., GALINDO, I., 2016: Volcano-structure of El Hierro (Canary Islands), Journal of Maps, 12. vydanie, s. 43-52, Taylor&Francis, Abingdon

CAI, M., HUUSGARD, P., CAYCEDO, A., 2015: Diamond-Impregnated Drillbit Performance in the Lower Basalt Series Offshore the Faroe Islands. A Case Study Based on Basalt Outcrop Testing, Conference presentation, Society of Petroleum Engineers, Richardson

CARRACEDO, J., C., DAY, S., J., GUILLOU, H., PERÉZ TORRADO, F., J., 1997: El Hierro geological excursion 22-24 September 1997 – Excursion Guidebook. International workshop on volcanism and volcanic hazards in immature intraplate oceanic islands, La Palma, s. 43

CARRACEDO, J., C., BADIOLA, E., R., GUILLOU, H., DE LA NUEZ, J., PÉREZ TORRADO, F., J., 2001: Geology and Volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries, Estudios Geologicos, 57. vydanie, s. 175-273, Instituto de Geociencias, Universidad Complutense, Madrid

CARRACEDO, J., C., 2008: Canarian volcanoes IV. – La Palma, La Gomera and El Hierro, Editorial Rueda, S.L., Madrid

CARRACEDO, J.C., 2011: Geología de Canarias: Origen, evolución, Edad Y Volcanismo, Rueda, Madrid

COLMENERO, J., R., DE LA NUEZ, J., CASILLAS, R., CASTILLO, C., 2012: Epiclastic deposits associated with large-scale landslides and the formation of erosive calderas in oceanic islands: The example of the La Palma Island (Canary Archipelago), *Geomorphology*, 177.-178. vydanie, s. 108-127, Elsevier, Amsterdam

COSTA, A., C., G., MARQUES, F., O., HILDENBRAND, A., SIBRANT, A., L., R., CATITA, C., M., S., 2014: Large-scale catastrophic flank collapses in a steep volcanic ridge: The Pico–Faial Ridge, Azores Triple Junction, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 272. vydanie, s. 111-125, Elsevier, Amsterdam

COSTA, A., C., G., HILDENBRAND, A., MARQUES, F., O., SIBRANT, A., L., R., SANTOS DE CAMPOS, A., 2015: Catastrophic flank collapses and slumping in Pico Island during the last 130 kyr (Pico-Faial ridge, Azores Triple Junction), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 302. vydanie, s. 33-46, Elsevier, Amsterdam

Česká Státní Norma CEN ISO/TS 17892 - Geotechnický průzkum a zkoušení – Laboratorní zkoušení zemin, 2017

DAY, S., J., 1996: Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes, *Volcano instability on the Earth and Other Planets*, Special publications, s. 77-93, Geological Society, London

DAY, S., J., CARRACEDO, J., C., GUILLOU, H., 1997: Age and geometry of an aborted rift flank collapse:

the San Andres fault system, El Hierro, Canary Islands, *Geological Magazine*, 134. vydanie, s. 523-537, Cambridge University Press, Cambridge

DAY, S., J., HELENO DA SILVA, S., I., N., FONSECA, J., F., B., D., 1999: A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94. vydanie, s. 191–218, Elsevier, Amsterdam

DEL POTRO, R., HÜRLIMANN, M., PINKERTON, H., 2013: Modelling flank instabilities on stratovolcanoes: Parameter sensitivity and stability analyses of Teide, Tenerife, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 256. vydanie, s. 50-60, Elsevier, Amsterdam

ELSWORTH, D., DAY, S., J., 1999: Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94. vydanie, s. 323-340, Elsevier, Amsterdam

FONSECA, J., F., B., D., FARIA, B., V., E., LIMA, N., P., HELENO, S., I., N., LAZARO, C., d'OREYE, N., F., FERREIRA, A., M., G., BARROS, I., J., M., SANTOS, P., BANDOMO, Z., DAY, S., J., OSORIO, J., P., BAIO, M., MATOS, J., L., G., 2003: Multiparameter monitoring of Fogo Island, Cape Verde, for volcanic risk mitigation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125. vydanie, s. 39–56, Elsevier, Amsterdam

GARCIA, M., O., HULL, D., M., 1994: Turbidites from giant Hawaiian landslides: Results from Ocean Drilling Program Site 842, *Geology*, 22. vydanie, s. 159-162, The Geological Society of America, Boulder, USA

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., I., GARCÍA-MAYORDOMO, J., INSUA, J., M., 2006: Probabilistic Seismic-Hazard Assessment of the Canary Islands, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96. vydanie, s. 2040-2049, Seismological Society of America, Albany, CA

GUILLOU, H., CARRACEDO, J., C., PÉREZ-TORRADO, F., J., RODRÍGUEZ BADIOLA, E., R., 1996: K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73. vydanie, s. 141-155, Elsevier, Amsterdam

HOEK, E., CARRANZA-TORRES, C., CORKUM, B., 2002: Hoek-Brown Failure Criterion – 2002 Edition, NARMS-TAC Conference, s. 267-273, Toronto

HOERNLE, K., 1998: Geochemistry of Jurassic Oceanic Crust beneath Gran Canaria (Canary Islands): Implications for Crustal Recycling and Assimilation, *Journal of Petrology*, 39. vydanie, s. 859-880, Oxford Academic, Oxford

HÜRLIMANN, M., MARTÍ, J., LEDESMA, A., 2004: Morphological and geological aspects related to large slope failures on oceanic islands. The huge La Orotava landslides on Tenerife, Canary Islands, *Geomorphology*, 62. vydanie, s. 143-158, Elsevier, Amsterdam

KLIMEŠ, J., YEPES, J., BECERRIL, L., KUSÁK, M., GALINDO, I., BLAHŮT, J., 2016: Development and recent activity of the San Andrés landslide on El Hierro, *Geomorphology*, 261. vydanie, s. 119-131, Elsevier, Amsterdam

LEÓN, R., SOMOZA, L., URGELES, R., MEDIALDEA, T., FERRER, M., BIAIN, A., GARCÍA-CRESPO, J., MEDIATO, J., F., GALINDO, I., YEPES, J., GONZÁLEZ, F., J., GIMENEZ-MORENO, J., 2016: Multi-event oceanic island landslides: New onshore-offshore insights from El Hierro Island, Canary Archipelago, *Marine Geology*, 393. vydanie, s. 156-175, Elsevier, Amsterdam

LIU, L., XU, W., 2015: Experimental Researches on Long-Term Strength of Granite Gneiss, *Advances in Materials Science and Engineering*, vydanie 2015, 9 strán, Londýn

LONGPRÉ, M., A., CHADWICK, J., P., WIJBRANS, J., IPING, R., 2011: Age of the El Golfo debris avalanche, El Hierro (Canary Islands): New constraints from laser and furnace $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203. vydanie, s. 76–80, Elsevier, Amsterdam

LÓPEZ, C., BLANCO, M.J., ABELLA, R., BRENES, R., CABRERA RODRÍGUEZ, V., M., CASAS, B., DOMÍNGUEZ CERDENA, I., FELPETO, A., FERNÁNDEZ DE VILLALTA, M., DEL FRESNO, C., GARCÍA, O., GARCÍA-ARIAS, M., J., GARCÍA-CANADA, L., GOMIS MORENO, A., GONZÁLEZ-ALONSO, E., GUZMÁN PERÉZ, J., IRIBARREN, I., LÓPEZ-DÍAZ, R., LUENGO-OROZ, N., MELETLIDIS, S., MORENO, M., MOURE, D., PEREDA DE PABLO, J., RODERO, C., ROMERO, E., SAINZ-MAZA, S., SENTRE DOMINGO, M., A., TORRES, P., A., TRIGO, P., VILLASANTE-MARCOS, V., 2012: Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption, *Geophysical Research Letter*, 39. vydanie, American Geophysical Union, Washington DC

MACHADO, A., GARCÍA-TALAVERA, F., VILLALBA, E., FERNÁNDEZ-PALACIOS, J., M., SANTOS, A. BACALLADO, J., J., AGUILERA-KLINK, F., ARAÚJO, J., 1998: La Macaronesia. Consideraciones geológicas, biogeográficas y paleoecológicas, Museo de la Ciencia y el Cosmos, La Laguna

MASSON, D., G., CANALS, M., ALONSO, B., URGELES, R., HUNNERBACH, V., 1998: The Canary debris flow: Source area morphology and failure mechanisms, *Sedimentology*, 45. vydanie, s. 411–432, International Association of Sedimentologists, Gent

MASSON, D., G., WATTS, A., B., GEE, M., J., R., URGELES, R., MITCHELL, N., C., LE BAS, T., P., CANALS, M., 2002: Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth-Science Reviews*, 57. vydanie, s. 1-35, Elsevier, Amsterdam

MASSON, D., G., LE BAS, T., P., GREVEMEYER, I., WEINREBE, W., 2008: Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9. vydanie, American Geophysical Union, Washington, USA

MCGUIRE, W., J., 1996: Volcano instability: a review of contemporary themes, *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, 110. vydanie, s. 1-23, Geological Society, Londýn

MOSCARDELLI, L., WOOD, L., 2008: New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad, *Basin Research*, 20. vydanie, s. 73-98, European Association of Geoscientists & Engineers, Houten

- PEDRAZZI, D., BECERRIL CARRATERO, L., MARTÍ, J., MELETIDIS, S., AND GALINDO, I., 2014:** Explosive felsic volcanism on El Hierro (Canary Islands), *Bulletin of Volcanology*, 66. vydanie, s. 863, Springer Nature, Berlín Heidelberg
- PENG-YUAN L., XING-GUO Y., FU-GANG X., TIAN-XING H., JIA-WEN Z., 2016:** An analysis of the entrainment effect of dry debris avalanches on loose bed materials, *Springer Plus*, ročník 2016, SpringerOpen, Londýn
- PETRUŽÁLEK, M., 2018:** Laboratorní zkoušky hornin na vzorcích z lokality El Hierro, závěrečná zpráva – Nepublikovaná zpráva, Geologický ústav AV ČR, v. v. i. pro Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i., s. 1 – 13, Praha
- ROBERTSON, A., H., F., STILLMAN, C., J., 1979:** Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands: Implications for West African continental margin evolution, *Journal of the Geological Society*, 136. vydanie, s. 47-60, Lyell Collection, Londýn
- ROESER, H., A., 1982:** Magnetic Anomalies in the Magnetic Quiet Zone off Morocco. In: von Rad U., Hinz K., Sarnthein M., Seibold E. (eds) *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Springer, Berlin-Heidelberg
- ROMERO, C., 1991:** Las Manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario, s. 695, Universidad de La Laguna, San Cristóbal de La Laguna
- SCHMINCKE, H.U., SUMITA, M., 2010:** Geological Evolution of the Canary Islands, s. 200, Görres-Verlag, Koblenz
- SCHUSTER, R., L., KRIZEK, R., J., 1978:** Landslides: Analysis and Control, National Academy of Sciences, Washington DC
- SEISDEDOS, J., FERRER, M., GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., I., 2012:** Geological and geomechanical models of the pre-landslide volcanic edifice of Güímar and La Orotava mega-landslides (Tenerife), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 239.-240. vydanie, s. 92-110, Elsevier, Amsterdam
- SOBRADELO, R., MARTÍ, J., MENDOZA-ROSAS, A., T., GÓMEZ, G., 2011:** Volcanic hazard assessment for the Canary Islands (Spain) using extreme-event statistics, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11. vydanie, s. 2741-2753, Copernicus Publications, Göttingen
- STOW, D., A., V., 2009:** Deep-Water Turbidite Systems, The International Association of Sedimentologists, Gent

TROLL, V., R., CARRACEDO, J., C., 2016: The Geology of the Canary Islands, s. 55, Elsevier, Amsterdam

MOORE, J., G., NORMARK, W., R., 1994: Giant Hawaiian Landslides, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22. vydanie, s. 119-144, Annual Reviews, Palo Alto

URGELES, R., CANALS, M., BARAZA, J., ALONSO, B., 1997: Seismostratigraphy of the western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of Canary Islands volcanism, Marine Geology, 146. vydanie, s. 225-241, Elsevier, Amsterdam

VAN DEN BOGAARD, P., 2013: The origin of the Canary Island Seamount Province—new ages of old seamounts, Scientific Reports, 3. ročník, s. 2107, Springer Nature, Berlín Heidelberg

WEN-NENG, W., HUEI-LONG, W., NAKAMURA, H., SHANG-CHIH, W., SHOUNG, O., MING-FANG, Y., 2003: Mass movements caused by recent tectonic activity: The 1999 Chi-chi earthquake in central Taiwan, Island Arc, 12. ročník, s. 325-334, The Geological Society of Japan, Tokyo